UNIVERSITÉ DE PARIS — FACULTÉ DES LETTRES

LE MORVAN ET SA BORDURE

ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

Thèse pour le Doctorat ès Lettres
présentée a la Faculté des Lettres
de l'Université de Paris

par

Jacqueline BEAUJEU-GARNIER

PRESSES UNIVERSITAIRES
DE FRANCE

1948.

LE MORVAN ET SA BORDURE

UNIVERSITÉ DE PARIS — FACULTÉ DES LETTRES

LE MORVAN ET SA BORDURE

ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

THÈSE POUR LE DOCTORAT ÈS LETTRES
PRÉSENTÉE A LA FACULTÉ DES LETTRES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

PAR

Jacqueline BEAUJEU-GARNIER

Maître de conférences à la Faculté des Lettres de Lille.

PRESSES UNIVERSITAIRES DE FRANCE
108, Boulevard Saint-Germain, PARIS

1950

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

UNIVERSITÉ DE PARIS — FACULTÉ DES LETTRES

Nom du Candidat : **BEAUJEU-GARNIER**

Prénom : **Jacqueline**

Date de la soutenance : .....

Numéro d'ordre : .....

(Ces deux mentions seront complétées par le service de la Bibliothèque.)

BEAUJEU-GARNIER (Jacqueline). — Le Morvan et sa bordure, étude morphologique. — *Paris*, Presses Universitaires de France, 1951, grand in-8°, VIII-288 pages.

Th. Lettres Paris 1948.

(N° .....)

BEAUJEU-GARNIER (Jacqueline). — Le Morvan et sa bordure, étude morphologique. — *Paris*, Presses Universitaires de France, 1951, grand in-8°, VIII-288 pages.

Th. Lettres Paris 1948.

(N° .....)

BEAUJEU-GARNIER (Jacqueline). — Le Morvan et sa bordure, étude morphologique. — *Paris*, Presses Universitaires de France, 1951, grand in-8°, VIII-288 pages.

Th. Lettres Paris 1948.

(N° .....)

BEAUJEU-GARNIER (Jacqueline). — Le Morvan et sa bordure, étude morphologique. — *Paris*, Presses Universitaires de France, 1951, grand in-8°, VIII-288 pages.

Th. Lettres Paris 1948.

(N° .....)

PRÉFACE

Cette courte thèse est un fruit de jeunesse. Elle surprendra peut-être par son volume très réduit. Elle n'a pas du tout la prétention d'être une œuvre définitive mais elle exprime l'état actuel des conclusions ou hypothèses que cinq années de recherches m'ont permis d'élaborer sur la région du Morvan et de ses bordures. Il est possible que la suite des études que je compte poursuivre sur ce pays et sur les complexes « massifs-bordures » analogues m'amènent à rectifier certains points de détail, certaines datations. Au contraire, les conceptions d'ensemble dont l'idée m'a été suggérée par l'examen des phénomènes morvandiaux, mais qui ont été précisées, vérifiées, développées par des comparaisons avec d'autres régions intéressantes par leur contiguïté ou par la similitude de leur structure ou de leur évolution, me paraissent constituer un terrain plus solide.

J'ai également essayé d'établir dans ce travail une juste relation entre la géographie et les sciences des roches et des terrains. Si celles-ci ne doivent pas asservir le géographe et l'empêcher de faire œuvre de morphologue, elles doivent être cependant ses auxiliaires fidèles et inséparables. En principe, nul rapport morphologique, nulle datation d'événements tectoniques ou de phénomènes d'érosion ne devraient se faire sans l'appui d'arguments géologiques ou pédologiques. Qu'on me pardonne si l'implacable nudité du Morvan m'a contrainte de transgresser parfois cette règle partout fondamentale et si le lecteur trouve au lieu d'une poignée de cailloux, quelques fois, un bout de raisonnement!

Outre son volume réduit et l'appel fréquent à des sciences auxiliaires diverses (géologie, minéralogie, climatologie...), cette thèse présente encore un troisième caractère original dont je voudrais m'expliquer : la succession des chapitres et la longueur respective des différentes parties. J'ai essayé de suivre l'ordre qui correspond le plus strictement à la démarche logique de l'esprit.

La description du paysage occupe la première partie : elle est brève et essaie d'éveiller la curiosité, l'intérêt du lecteur.

L'étude de l'évolution du massif fait l'objet de la deuxième partie : c'est la partie la plus considérable du travail. Toutes recherches au sujet d'une évolution morphologique doivent être précédées par la connaissance du matériel sur lequel se sont exercées les vagues

d'érosion et des conditions qui ont déclenché ces vagues. D'où la nécessité de placer en premier une étude détaillée des roches morvandelles et péri-morvandelles dont les variations de faciès, les changements de nature et les accidents stratigraphiques permettent de reconstituer l'évolution géologique de la région (chapitre suivant sur la structure et la tectonique). On a, dès ce moment, les éléments nécessaires pour déterminer le nombre et l'intensité des périodes d'érosion dont l'activité s'est traduite par des aplanissements plus ou moins considérables. Mais, ce rabotage, entrecoupé de sursauts tectoniques (failles et surfaces), a exercé une influence prépondérante sur le réseau hydrographique, comme le montre le dernier chapitre de la deuxième partie.

Ainsi aurait pu s'achever cette thèse : l'essentiel était établi et la troisième partie ne fait que préciser, sur certains points, le mécanisme de l'enchaînement et de la juxtaposition des phénomènes d'érosion et décrire les combinaisons particulières qui en sont résultées.

Pour l'ensemble de mon travail, j'ai joui de conditions exceptionnellement favorables. Je ne pourrai jamais assez dire quelle complaisance et quelle compréhension j'ai rencontrées chez mes collègues, mes amis et mes maîtres. Qu'il me soit permis de remercier ici MM. Bourcart, Jacob, Jodot, Michel-Lévy, Wyart, M^lle^ Auzel, M^me^ Jérémine qui se sont penchés sur mes cailloux et mes plaques minces; M. Lanquine qui a revu l'ensemble de tous mes échantillons; MM. Charles, Gendry, Lemaire, de Vaucoux... qui ont adouci pour moi les règlements de leur administration ou bien ouvert leurs précieux dossiers; les paysans, les ouvriers du Morvan qui ont répondu à mes questions bien que les trouvant, sans doute, souvent un peu bizarres!...

Je dois aussi beaucoup à mes maîtres et à tous les professeurs de l'Institut de Géographie dont la bienveillance ne m'a jamais fait défaut : MM. de Martonne envers qui je partage la dette commune de tous les géographes; Georges Chabot dont la souriante bonté me réconforta bien souvent; enfin, tout particulièrement, André Cholley, à qui je dois le sujet même de ma thèse et la formation intellectuelle qui m'a permis de le traiter.

Décembre 1947.

CARTE I. — *Les plus hauts sommets et la bordure Nord du Morvan.*

PREMIÈRE PARTIE

LES PAYSAGES

1. Le Morvan.

Le Morvan comme l'indique son nom (1) qui remonte à la plus haute antiquité (2) et ainsi que le décrivent les vieux textes, a toujours été une région « montagneuse et forestière ».

Pays montagneux et pays boisé : tels sont encore les traits caractéristiques d'une bonne partie du paysage morvandiau tel qu'on le voit lorsque, du haut du Signal de Château-Chinon, on regarde les croupes aplanies du Morvan Central et celles, plus lointaines, du Haut-Morvan.

Le Morvan est caractérisé, de manière simple par trois traits fondamentaux : c'est une région de faible relief aux formes aplanies; un môle de terres cristallines au milieu des terrains sédimentaires; un centre de dispersion des eaux.

Ces trois traits posent trois problèmes : comment le Morvan fait-il figure de « montagne » puisque son relief ne diffère pas sensiblement de celui des plateaux calcaires voisins (sauf au sud)? Quelles sont ses limites et coïncident-elles avec celles des roches cristallines? Enfin l'examen des directions du réseau hydrogra-

(1) *Étymologie suggérée* : celtique : mor vand : montagne noire. E. Luzeux : *Le Morvan, ét. phys. hist. et militaire*, Paris, 1894, p. 9. Mor ven : montagne noire. — L. Charrault : *Dans l'ombre du Morvan*, Paris, 1933, p. 7. — J. Levainville : *Le Morvan, ét. de géogr. humaine*, Paris, 1909, p. 5. — Ch. de Chambure : *Glossaire du Morvan*, Autun, 1878. — Dupin : *Le Morvan, scènes morvandelles*, Paris, 1853.

(2) La première trace est sur une inscription romaine du IIIe siècle : *Morvinnus*. En 417, saint Amâtre, évêque d'Auxerre, parle du *Pagus Morvennensis*. Fortunat dans sa *Vie de saint Germain, évêque de Paris*, vers 496, parle d'un pays appelé... *in Murvinno*. Dans différents documents successifs du moyen âge, on voit plusieurs formes qui montrent l'évolution du mot :

696 : Cartulaire de l'évêché d'Autun : *Morvinnus*.
875 : Diplôme de Charles le Chauve pour l'église d'Autun. *Villae in Morvinno*.
876 : Cartulaire de l'église d'Autun : *in Morvanto*.
887 : Charles le Gros : *Abbatia Sti Petrussi in Morvenno*.
1155 : Acte d'affranchissement de serfs à Cussy-en-Morvant.
1308 : *Oratorium in Morvanto*.
1385 : Sentence de la cour de Bourgogne : terre de Morvant.
1390 : Chazelle *in Morvendo* (cf. J. Levainville : *Id.*, p. 4, 5). P. Buffault : *Le Morvan*, Rev. gén. des Sc., Paris, 1933, p. 638. — L. Charrault : *Id.*, p. 7.

Cette énumération montre à la fois comment a évolué le nom et la permanence de l'emploi qui en a été fait dès l'Antiquité romaine.

Noter que J. Levainville fait remonter au XVIIIe siècle la graphie *Morvand*, alors que l'abbé Charrault en cite un exemple formel dès 1390.

phique et des formes topographiques montrera la nécessité de diviser le massif lui-même en un certain nombre de petites régions particulières.

2. Le problème des bordures.

Il peut paraître paradoxal de commencer une description du Morvan par celle de ses bordures mais, cela se justifie si l'on veut bien considérer que le massif ne se détache qu'en fonction des dépressions qui l'entourent.

En effet, au nord comme au nord-ouest ou au nord-est les croupes cristallines se dégagent plus ou moins nettement de la carapace des plateaux bourguignons qui montent à plus de 600 m. à l'est, à 400 m. au nord et, quand on est au Montmarte, ou au-dessus d'Annay-la-Côte, ce n'est pas la surface fuyante et sombre du Morvan qui donne une impression de montagne, mais bien la vigoureuse corniche des buttes, le talus du front de côte, l'alignement des plateaux calcaires.

Au sud, au contraire, le relief morvandiau devient plus marqué et, du bassin d'Autun ou du Bazois, les hauteurs du Beuvray ou du Genièvre font bien figure d'éléments montagneux.

Ainsi apparaît la diversité des types de bordure du Morvan.

A. — Les bordures de l'ouest.

A l'ouest du Morvan, la bordure présente quatre aspects caractéristiques :

Au sud, depuis l'Alène jusqu'à la latitude de Moulins-Engilbert, le paysage apparaît formé de collines boisées, où l'on retrouve les espèces morvandelles bien que l'on soit sur les terrains sédimentaires. Ces collines ont des pentes convexes; leurs sommets sont formés de molles surfaces, tapissées de sables argileux, accidentées de légères gouttières; ils sont aux environs de 250 m. près de l'Aron et s'élèvent jusqu'à 320 m. à l'ouest de Saint-Honoré. On retrouve la même altitude sur les terrains granitiques du bord du massif et sur les rives des vallées de la Dragne ou de l'Alène, en contre-bas de hauteurs de 450 m. Des collines semblables se succèdent jusqu'aux rives de la Loire.

Depuis Moulins-Engilbert jusqu'à l'ouest de Corbigny, les croupes boisées se raréfient tandis que s'épanouissent largement les vallées dessinant parfois de remarquables méandres (Aron, entre Châtillon-en-Bazois et Limanton). Les rivières qui les drainent sortent brusquement du Morvan par des espèces d'entailles qui interrompent le talus cristallin et qu'elles franchissent en dessinant un brusque coude (Veynon à Niault, Garat à la

Saulière. A l'ouest ce paysage aux formes molles est interrompu par la réapparition du socle granitique dans le petit Morvan de Saint-Saulge (361 m.) que certains auteurs ont voulu rattacher au Morvan (1).

A l'ouest de Corbigny, un nouvel élément surgit dans le paysage : ce sont les plateaux calcaires qui, précédés d'une série de buttes alignées du sud-ouest au nord-est font leur apparition sur la rive gauche de l'Yonne et dominent les molles collines entaillées dans les terrains liasiques. Le talus qui les borde s'incurve vers l'est et vient toucher le Morvan au Mont-Vigne : l'Yonne le traverse par un vaste entonnoir.

A partir du Mont-Vigne, enfin, se développe une série de plateaux calcaires, souvent bordés par une corniche et s'abaissant progressivement vers le nord. Ils sont à peine séparés du vieux massif par un léger col au Mont-Vigne même et, ensuite, par la vallée de Bazoches. Sur la rive gauche du ru de Bazoches, Vézelay et sa basilique couronnent les corniches calcaires que percent la Cure et son affluent le Cousin entre lesquels subsistent les buttes-témoins d'Avallon.

Le problème essentiel de ces marges occidentales est celui des étapes différentes du déblaiement qui s'est arrêté sur les calcaires jurassiques au niveau du Mont-Vigne à l'ouest de Corbigny et au sud-ouest de Moulins-Engilbert, et a atteint le Lias à l'est de Corbigny et à l'ouest de Moux et même le Trias et le cristallin à la sortie de l'Yonne (ouest de Montreuillon, dans les bois de la Colancelle). A ces phénomènes généraux qui pourraient faire penser à une sorte de Bray, il faut ajouter des particularités locales : le ressurgissement granitique de Saint-Saulge, le tracé de la bordure méridionale des plateaux calcaires depuis l'ouest de Corbigny jusqu'au Mont-Vigne, la conservation des buttes calcaires d'Avallon et l'amoncellement de sables granitiques récents conservés à l'ouest de Saint-Honoré-les-Bains. Il est, du reste à noter que ce dernier phénomène est à rapprocher de la convergence hydrographique des rivières morvandelles brusquement coudées vers le sud et rassemblées par l'Aron.

B. — Les bordures septentrionales.

Elles présentent, dans l'ensemble un type tout différent de celui de l'ouest : tandis que le rebord cristallin se marque par un talus plus ou moins net au-dessus des larges déblaiements du Bazois et que, sauf au nord-ouest de Corbigny, nul escarpement ne les limite à l'ouest, au contraire, au nord, les terres cristallines

(1) Manes : *Notice sur les bassins houillers de Saône-et-Loire*, Ann. des mines, 1843.

s'enfoncent doucement sous les couches du Lias où s'entaillent une dépression de largeur variable. Ici aussi, on peut distinguer quatre secteurs dont chacun, comme le fait pressentir une description même rapide, pose un problème différent.

Au nord-ouest d'Avallon, tout d'abord, les buttes jurassiques (Gros-Mont, 360 m.; Roumont; Montmarte, 357 m.; mont des Grands Bois), forment une avancée de plateaux calcaires qui domine curieusement les vieilles terres morvandelles (215-230 m. au sud-ouest d'Avallon), alors qu'à l'est d'Island, on voit les terrains liasiques de l'ouest butter contre le cristallin, mettant en évidence une magnifique inversion de relief.

Aussitôt traversé le Cousin, s'ouvre, entre les taillis en pente douce du Morvan, filant vers des lointains onduleux et sombrement boisés et l'arête nette, horizontale, parfois blanchissante, toujours soulignée de verdure, du rebord des plateaux jurassiques, la Terre-Plaine (1).

A l'ouest la Terre-Plaine d'Avallon ou Avallonnais est sous la dépendance étroite du Cousin; elle s'ouvre à peine et elle est limitée, au nord par une double ligne de hauteurs : le côteau de Sauvigny (2) (30 m. de dénivellation), doublé, après une contrepente qui descend jusqu'aux rives du ru du Moulin, par la vraie « côte » avec sa ligne de villages (Annay-la-Côte). Au nord-ouest d'Avallon, le ru de Bouchat a effacé le côteau inférieur et la côte d'Annay a environ 150 m. de puissance.

La Terre-Plaine de Saint-André et d'Epoisses est séparée de la première par le resserrement de Montjalin : plus plane et plus ouverte que sa voisine de l'ouest, elle est tout entière appelée par le Serein qui perce d'un vaste entonnoir, accompagné de buttes « ruiniformes (3) », parallèles à ses bords, la côte des plateaux calcaires. Sur la rive droite du Serein, juste au nord d'Epoisses, la ligne boisée d'un premier coteau serpente, brusquement coupée par la butte de Montôt; au nord, la côte de Pizy, dresse du nord-ouest au sud-est, au-dessus du Serein, puis de l'ouest à l'est après le Montôt, son arête dénudée que coupe le col situé au sud-est de Vassy-sous-Pizy.

A partir de ce point, cesse l'unité des plateaux calcaires désormais morcelés par tout un système de vallées qui convergent vers l'Armançon. Ici, le paysage change totalement, ce qui ne laisse de poser un problème nouveau : la plaine cultivée n'est plus l'élément exclusif, mais elle est sillonnée par un réseau dense de vallons aux formes moins adoucies, aux versants cou-

(1) Emm. de Martonne : *Une excursion... dans le Morvan...*, A. de G., 1899, p. 407.
(2) C. Velain : *Le Morvan et ses enveloppes*, Livret-Guide du Congrès de Géologie, 1900, p. 7.
(3) J. Levainville : *Le Morvan*, Thèse, Paris, 1908, p. 10.

verts de taillis; quant aux plateaux qui la dominent, ils sont morcelés, fragmentés par de profondes et nombreuses vallées, accompagnés de buttes, et l'escarpement qui le borde — jusque-là sensiblement ouest-sud-ouest-est-nord-est — devient, ici brusquement nord-ouest-sud-est. Faut-il rapprocher ce changement d'orientation des nombreux redans et accidents locaux qui marquent le front de la côte au-dessus de la Terre-Plaine, et les attribuer à des causes analogues? Enfin, il est curieux de remarquer que, du sommet des buttes qui dominent Semur on a l'impression que le prolongement de la pente des plateaux calcaires situés au nord va s'accrocher sur le Morvan, plus haut que le plateau de Thoste, quelque part sur la rive gauche de l'Argentale.

Il semble donc que l'on se trouve en présence de trois modes différents de déblaiement en fonction du Cousin à l'ouest, du Serein au centre, de l'Armançon à l'est. Sera-t-il possible d'expliquer les différences locales constatées par un état d'avancement différent de l'érosion et par des conditions particulières relatives soit à l'agent de déblaiement, soit à la structure de détail?

C. — Les bordures orientales.

Et comment ne pas se poser aussi des questions analogues à propos des bordures de l'est où l'on retrouve dans le secteur septentrional, l'Auxois, un paysage présentant les mêmes caractères qu'au voisinage de Semur : vallées encaissées dans la plaine et corniches calcaires des buttes et des plateaux morcelés. A l'est de Précy-sous-Thil, quatre petites buttes jurassiques : Thil-en-Auxois (476 m.), la Montagne (472 m.), le Signal de Fontangy (525 m.), la Boucharde (530 m.) viennent se dresser jusqu'au bord même du Morvan, témoins jurassiques égarés au cœur du Lias, en liaison apparente avec l'existence du plateau de Charny (573 m.) première avancée de la Montagne entre le Serein et l'Armançon.

Au sud de la petite butte de la Croix-de-Maupas (529 m.) qui s'avance, comme ses sœurs du nord jusqu'à toucher le Morvan, commence le deuxième secteur de ces marges orientales. Le paysage change : aux dépressions bien marquées, aux corniches non dépourvues d'une certaine majesté, aux inversions de relief... succède un fouillis de collines découpé par de nombreux ruisseaux et dominé, dernier rappel du paysage de l'Auxois, par l'énorme et curieuse colline de Bar-le-Régulier (555 m.). En cet endroit les terres cristallines apparaissent dans les vallées jusqu'à l'est d'Arnay-le-Duc, tandis que les plateaux sont couverts de calcaire et cette dernière bourgade est « à la rencontre de trois bons pays : la Montagne, la Côte d'Or et l'Auxois (1) ». Jusqu'où doit-on

(1) J. Levainville : *Ibid.*, p. 15.

prolonger le Morvan lui-même? La question mérite qu'on s'y arrête (1). De toute façon, l'aplanissement des reliefs qui séparent les vallées aux environs de 400-430 m., la large apparition du socle cristallin à une altitude élevée et la disparition, sauf à Bar de tous les terrains supérieurs au Lias moyen suffisent à caractériser la région qui s'étend jusqu'au nord du bassin d'Autun.

Là, au contraire, c'est bien l'effondrement profond du socle cristallin qui a permis aux terrains, en majorité tendres, du Houiller, du Permien... de s'accumuler, aux dépôts récents de se conserver et à l'Arroux de rassembler les cours d'eau venus des quatre points cardinaux. Cette dépression dissymétrique en forme de croissant, est-sud-ouest, présente sur sa bordure, à peu près régulièrement deux accidents notables : ce sont deux replats de 450, puis 350 m. que l'on peut suivre aussi bien au nord et à l'ouest sur le Morvan, qu'au sud sur les pentes du plateau d'Antully.

Du rebord de ce plateau, on voit le cercle de hauteurs morvandelles qui dominent le bassin et on remarque la constance des altitudes depuis l'est de la vallée du Ternin jusqu'à l'ouest de celle de la Grande-Verrière, la brusque descente en arrivant à la coupure du Trévoux et de l'Arroux, au nord-est; tandis qu'à l'ouest, au contraire, de grands blocs s'élèvent vers le sud. Dans le lointain, une ligne bleue marque le rebord des plateaux jurassiques et, également, l'abrupt qui domine le village de Moux *(cf. fig. 1, p. 9)*.

Du même point, on voit aussi les vallées et les sommets du Massif se mêler, collines parmi d'autres collines, aux monts du Charolais. Ainsi se matérialise la différence entre le Morvan septentrional qui disparaît comme une plaine doucement inclinée et le Morvan méridional où les pays de bordures n'existent pas mais où se pose la question des limites.

D. — Les problèmes des marges.

Cette rapide esquisse des marges Morvandelles fait apparaître des *types de bordure.*

A l'ouest et à l'est, le contact entre les terres cristallines et les bordures sédimentaires se fait par failles et l'on constate que l'escarpement de faille joue des rôles très divers : il est mis en valeur depuis le nord de Lormes jusqu'au sud de Saint-Honoré, et à l'est de Thoisy-la-Berchères; il disparaît au Mont-Vigne; il est inversé au niveau des buttes d'Avallon ou de Précy-sous-Thil.

Dans certains cas, le massif ancien ne domine pas seulement

(1) Cf. *infra*, p. 10 : « Les Limites du Morvan. »

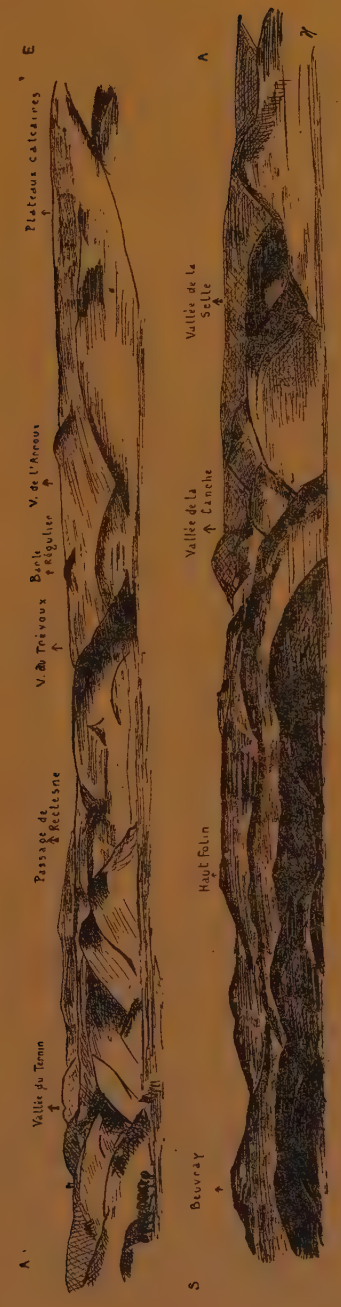


FIG. 1 : *La bordure septentrionale et occidentale du Bassin d'Autun*, esquissée depuis le bord du plateau d'Antully, au sud d'Autun.

(Les deux parties se raccordent en A.)

les couches secondaires, plus ou moins déblayées, mais des terrains tertiaires accumulés et conservés dans des régions où l'on remarque également des convergences hydrographiques (ouest de Saint-Honoré-les-Bains, bassin d'Autun).

Au contraire, au nord du Morvan, le contact se fait très différemment : les terres du vieux socle plongent doucement sous les sédiments secondaires et une dépression périphérique, d'aspects variables, se développe au sud d'une côte au tracé et aux accidents multiples.

Ce sont ces types divers et ces variations locales que nous nous attacherons à expliquer.

3. Le problème des limites.

La description des bordures du Morvan a fait surgir un problème que l'on peut examiner tout de suite : c'est celui des limites.

En effet, si à l'ouest elles sont faciles à tracer puisqu'elles sont à la fois marquées par un escarpement et par un changement dans la nature des roches; si, au nord, les variations du paysage permettent de les repérer aisément, il n'en va pas de même quand on atteint le nord-est, l'est et aussi le sud.

En effet, les terrains cristallins se prolongent dans le pays d'Arnay-le-Duc et dans ceux de la Loire (1). Tandis que partout ailleurs la nature différente des roches qui est responsable de formes topographiques différentes (sommets arrondis du massif ancien opposés aux tables calcaires, vallées resserrées du cristallin opposées à celles qui s'épanouissent dans les sédiments tendres de la bordure : Alène, Ternin...) et même de la diversité du tapis végétal (limite de la Terre-Plaine au sud-est d'Avallon) permet de ne pas hésiter, il n'en va pas de même dans ces deux secteurs.

A l'ouest de Précy-sous-Thil et autour de Semur-en-Auxois, les plateaux sont encore recouverts de placages de Lias, alors que les vallées s'encaissent dans le socle ancien : les plateaux sont couverts de cultures, les vallées de taillis et de broussailles. Ce point est capital car, se fondant sur la coexistence de ces deux associations végétales, certains auteurs (2) rejettent en bloc, hors du Morvan, tous les pays à l'est de Saulieu; certains autres, au contraire, en profitent pour annexer au vieux massif les pays de Semur et même ceux d'Arnay-le-Duc (3). Or, dans la région de

(1) Cf. titre de la thèse de A. Michel-Lévy : *Les Terrains primaires du Morvan et de la Loire.*

(2) A. Boit : *Bassin supérieur de l'Yonne*, p. 12. — J. Levainville : *Ibid.*, p. 13. — J.-F. Baudiau : *Le Morvan*, Nevers, 1865, p. 251.

(3) Raulin et Leymerie : *Statistique géologique du département de l'Yonne*, Paris, 1858, p. 207.

Semur, c'est quand même la formation plateaux-champs qui est l'élément essentiel du paysage, contrairement à ce qui se passe au sud-ouest dans la région de Thoste ou d'Aisy-sous-Thil où domine l'association vallées-taillis; d'autre part, il y a une bande de terres liasiques continues qui s'étend sur la rive droite du Serein et qui contribue encore à séparer la région de Semur et l'ensemble morvandiau.

Pour le pays d'Arnay-le-Duc, la question est aussi délicate à trancher. En effet, les deux mêmes séries de formes topographiques et d'associations végétales coexistent depuis les environs du Liernais jusqu'à l'ouest de Foissy et de Cussy-la-Colonne; mais, le renversement des rapports, c'est-à-dire la prédominance de l'élément plateaux-cultures sur l'élément vallées-taillis a lieu entre les vallées nord-sud du Trévoux et de l'Arroux moyen; il s'accompagne, du reste d'un changement dans l'habitat : les villages deviennent plus importants et plus nombreux; l'habitat est aggloméré, alors qu'il est plus dispersé sur les terres cristallines; enfin, un changement appréciable dans les formes topographiques coïncide avec la coupure de la vallée du Trévoux, comme l'a déjà noté A. Boit (1). A l'est de cette vallée, l'apparition de la butte, isolée de Bar-le-Régulier, dans une position tout à fait analogue à celle des Buttes de Thil et de Fontangy et le brusque abaissement de l'ensemble du relief (540 m. à l'ouest du Trévoux, 430 m. à l'est de l'Arroux), suffisent en s'ajoutant aux considérations précédentes, à limiter le Morvan aux rives occidentales du Trévoux.

Le même problème se pose au Sud : si l'on regarde du sommet du Beuvray, c'est l'allure des vallées du Haut-Morvan avec 400 m. d'altitude en moins; on a la même impression du sommet du mont Genièvre. C'est un pays de transition et il est difficile, tout comme à l'ouest d'Arnay-le-Duc, de fixer une séparation absolue au travers de ces vieilles terres cristallines : l'abaissement d'ensemble du relief au sud des vallées de l'Alène et de Savigny (les sommets dépassant à peine 400 m. et même 350 m., et étant isolés sur un socle aux environs de 300 m.), l'apparition de la vigne et la multiplication des cultures aux dépens des prairies sur les versants bien exposés (2) permettent cependant d'assigner au Morvan une limite passant à peu près au sud du Beuvray et aux abords de Luzy.

Ces diverses considérations permettent de suivre, sur une carte une ligne marquant théoriquement la séparation entre la « région naturelle » du Morvan (3) et ses bordures. Cette ligne suit, à l'ouest,

(1) A. Boit : *Op. cit.*, p. 12.
(2) Enquête de M. Lemaire.
(3) Le Morvan n'a jamais été une région historique. Cf. J. Levainville : *Op cit.*, p. 2, 3.

le gradin de la grande faille bordière occidentale qui tantôt se traduit par un escarpement de 150 à 200 m. d'altitude (comme à Lormes), et tantôt semble avoir reculé (comme à l'est de Saint-Honoré), ou même s'effacer (ainsi au passage des vallées est-ouest qui sortent du massif, ou au niveau du Mont-Vigne), quand il n'est pas remplacé par un talus inversé (entre Bazoches et le sud des Buttes d'Avallon). Au nord, la limite coïncide fort sagement, à peu près sans changement de pente, avec le contact des roches sédimentaires sur la vieille surface inclinée du massif ancien. A l'est, la vallée du Serein, puis le gradin de Thoisy-la-Berchère et, enfin, la vallée du Trévoux établissent une séparation dont nous avons déjà souligné tout l'arbitraire : il s'agit, là aussi, d'un pays de transition. Au sud-est, au contraire, un gradin vigoureux *(fig. 1, p. 9)*, coïncide avec des modifications si évidentes dans les sols, les formes du relief, la végétation, l'économie et l'habitat que l'on n'a aucune hésitation à mettre le bassin d'Autun en dehors du Morvan tandis qu'au sud on prolonge le massif avec quelques réserves jusqu'à Luzy, dans les collines cristallines *(fig. 2, p. 12)*.

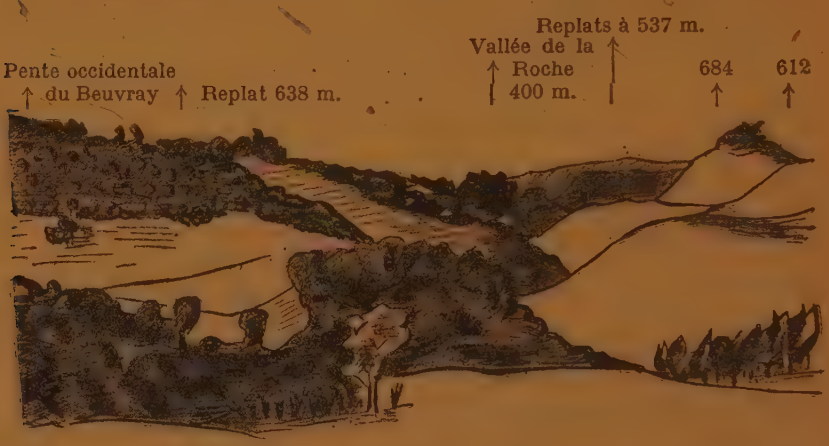


FIG. 2 : *La vallée de la Roche*
(croquis montrant l'aspect du relief au sud du Haut-Morvan).
Fond de la vallée : 400 m.;
deux séries de replats à 537-550 m. et autour de 650 m.

Ainsi apparaissent des différences profondes entre les aspects locaux des zones de contact : talus de Lormes, de Thoisy-la-Berchère ou de Reclesne, glacis uniforme de Saint-André-en-Terre-Plaine, collines confuses des bords de l'Alène ou du Trévoux. Pourquoi ces différences de formes? Pourquoi ce parallélisme presque rigoureux des grandes limites nord-sud de l'est et de

l'ouest? Pourquoi cette dissymétrie fondamentale entre les bordures septentrionales et méridionales du massif? dissymétrie que mettra plus en évidence encore une description des terres morvandelles.

4. Les divisions intérieures.

Nous connaissons les limites, pénétrons en Morvan.

Que l'on regarde les cartes topographiques ou bien que l'on parcoure le pays, aussitôt apparaît une double dissymétrie. Tout d'abord, celle déjà signalée entre le nord et le sud; au nord, le Morvan disparaît doucement et se soude aux pentes de la Terre-Plaine; au sud, au contraire, c'est par des hauteurs nettement marquées qu'il domine la vallée de l'Alène (1). Or, fait remarquable et qui nécessite une explication on passe du nord au sud par une ligne de sommets à peu près régulièrement croissant *(cf. carte des altitudes des sommets du Morvan, H. T., Carte I)*, suivant une pente d'environ 11 % (310 m. à Sainte-Magnance; 910 m. au Haut-Folin : distance environ 55 km.). On constate cependant, dans cette ligne généralement ascendante, de légers affaissements : elle s'élève de Sainte-Magnance à Saint-Brisson, est stationnaire entre ce dernier village et la région des Settons, remonte ensuite jusqu'à l'ouest d'Anost puis, après un nouvel affaissement à l'est d'Arleuf, s'accroche de sommet en sommet jusqu'au point culminant qui domine la forêt de Saint-Prix; les hauteurs du Beuvray font figure d'îlot isolé dominant brusquement de 400 m. la grande dépression accidentée du pays situé au sud.

De l'ouest à l'est, la dissymétrie morvandelle est beaucoup moins frappante, mais l'agencement du relief suggère cependant certains problèmes : on rencontre successivement des pentes montant vers la région des hauts sommets qui s'élèvent au-dessus d'une plate-forme de 600 m. d'altitude; cette région élevée est sensiblement nord-sud, mais tandis qu'elle diminue d'altitude, à peu près progressivement vers l'ouest au contraire, elle forme un talus qui depuis le nord de Saint-Léger-de-Fourche jusqu'à Anost domine d'une centaine de mètres le Morvan de l'est. Ce qui caractérise du reste cette partie orientale du massif c'est précisément une succession de gradins d'altitude de plus en plus faible jusqu'à la bordure.

C'est ainsi que se présente d'ouest en est la partie du massif située entre le débouché de la Cure et celui de l'Yonne dans les terrains sédimentaires. Mais ni le nord ni le sud ne peuvent entrer dans cette description générale. Au nord, en effet, pas de bom-

(1) L. Gallois : *Excursion géographique interuniversitaire dans le Morvan*, A. de G., 1907, p. 399.

bement central, mais une pente très douce qui fait passer les vieilles terres de 260 m. à l'ouest à 380 m. à l'est; au sud une érosion, un moment vigoureuse, a attaqué les roches du socle en bordure d'Autun et leur a laissé des formes plus hardies que celles qu'on est accoutumé de rencontrer dans ce vieux massif, tandis qu'à l'ouest de vastes dépressions s'ouvrent parmi les collines morvandelles. Ces particularités locales doivent apparaître dans une division et c'est pourquoi, contrairement à la classification traditionnelle (1), nous avons distingué cinq régions : les « Pays-Plats » au nord et à l'est, le « Morvan pourri » au centre, le « Morvan rajeuni » au sud-est, le « Morvan percé » à l'ouest et le « Haut-Morvan » au sud.

A. — Les « Pays-Plats (2) ».

Ce terme ne désigne pas comme dans les ouvrages de A. Boit et de A. Michel-Lévy, seulement la région orientale du Morvan située à peu près aux alentours de Saulieu. Nous l'avons étendu ici à tous les pays de l'est et du nord du massif où les vallées ne sont généralement que des « reliefs en creux ».

Considérons d'abord, en effet, les « Pays-Plats » du nord, c'est-à-dire ceux qui, situés au sud-est d'Avallon, sont limités par la bordure de la Terre-Plaine et qui s'étendent jusque sur la rive gauche de la Cure, au niveau d'Empury. Des coupes topographiques *(cf. fig. 3 et 4, p. 15)* montrent des bouts de surface plane qui se raccordent aisément par-dessus les vallées ou les vallons qui les entaillent. C'est la même impression qui frappe le voyageur empruntant les routes qui descendent du Morvan, par exemple au nord de Chastellux (au sud d'Avallon), ou bien de Saint-Brisson, par l'est, à Quarré-les-Tombes et à Saint-Brancher. Pays horizontaux, non certes, mais pays de douces surfaces s'inclinant régulièrement, par-delà l'accident des vallées, du sud au nord et de l'est à l'ouest.

Les « Pays-Plats » de l'est, prolongements de ceux du nord, à l'est de Rouvray, ont été, par contre depuis longtemps cités comme tels (3) et dénommés ainsi (4); s'arrêtant au nord et à l'est à la bordure même du massif ancien, ils se prolongent dans

(1) J. Levainville : *Ibid.*, p. 36 ss. — A. Boit : *Ibid.*, p. 10-11. — E. Luzeux : *Le Morvan*, p. 15. — C. Vélain : *Excursion dans le Morvan*, Guide n° 21, Soc. Géolog. Congrès de Paris, 1900. — C. Vélain : *Guide bleu : Bourgogne, Morvan, Nivernais, Lyonnais.* — L. Charrault : *Dans l'ombre du Morvan*, p. 60.

(2) Terme employé par A. Boit : *Ibid.*, p. 12 et 147 pour définir la région de Saulieu et avant lui par A. Michel-Lévy : *Le Morvan et ses attaches avec le Massif Central*, A. de G., Paris, 1898, p. 404 et 1899, p. 6.

(3) C. Vélain : *Livret-Guide*, p. 12-13. — J. Levainville : *Ibid.*, p. 35. — P. Buffault : *Le Morvan*, Rev. gén. des Sciences, Paris, 1933, p. 640.

(4) A. Boit : *Ibid.*, p. 12, 147.

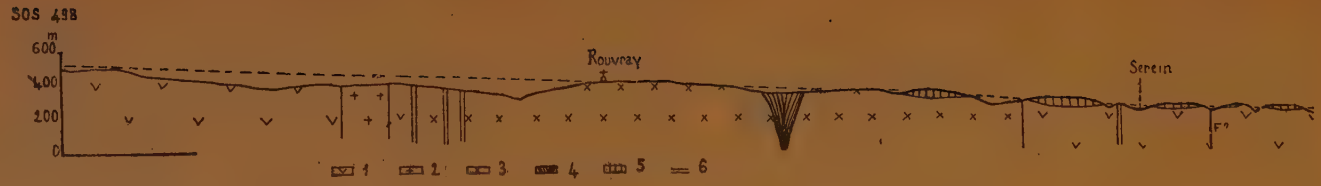


FIG. 3 : *Coupe à travers les pays plats de l'Est.*
——— Surface post-hercynienne.
1 : granulite; 2 : granit; 3 : gneiss; 4 : houiller; 5 : Lias 6: filons.
L : 1/180.000.

FIG. 4 : *Coupe à travers les pays plats du Nord.*
Même légende que ci-dessus sauf pour le Secondaire :
1 : Hettangien; 2 : Sinémurien; 3 : Charmouthien; 4 : Aalénien; 5 : Bajocien.
L : 1/114.000.

l'intérieur jusqu'à la région confuse du nord-est de Saint-Brisson puis, à partir de Saint-Léger de Fourche, ils s'étendent vers le sud et semblent s'arrêter à 2 km. environ de la rive gauche du Ternin à l'est d'Alligny, à l'ouest de Villiers, Savilly, et de Barnay-Dessous. Ils sont constitués par des espaces où, comme au nord, les vallées sculptent en creux une surface uniforme, mais cette surface elle-même est ici, découpée en marches d'escalier gigantesques s'abaissant vers l'est. Aux landes, aux bois et aux taillis des régions déprimées et même des surfaces aplanies de l'intérieur s'opposent, plus nombreux au fur et à mesure qu'on avance vers l'est, les prairies verdoyantes et les champs cultivés des hauteurs horizontales *(photo 1, Pl. I);* les villages aussi changent d'aspect et deviennent plus importants. C'est un Morvan très influencé par le voisinage de l'Auxois que borde, de plus ou moins près, la vallée du Serein. Les mêmes caractères subsistent jusque sur la rive droite du Trévoux. Ce qui caractérise ces « Pays-Plats » c'est donc moins l'horizontalité que la continuité des surfaces, vraiment remarquable malgré la coupure des vallées et les dénivellations locales (pente régulière de l'ouest, gradins de l'est).

B. — Le Morvan pourri.

La plupart des géographes et des géologues qui ont étudié le Morvan, la plupart des voyageurs qui l'ont parcouru ont remarqué l'état de décomposition profonde dans lequel se trouvent certaines des roches qui affleurent à sa surface. C'est un fait bien connu et patent. Mais, il faut distinguer entre les terrains où la décomposition ne s'est pas encore accompagnée de désagrégation — en apparence ils ont l'air sains et solides et c'est seulement en les touchant qu'ils tombent en morceaux — et les roches complètement dissociées et réduites à l'état de débris, de sables plus ou moins grossiers, « d'arènes » comme l'on dit à propos des terrains granitiques ou gneissiques. Ces formations détritiques peuvent aussi bien être entraînées par les eaux courantes : dans ce cas, elles n'empâtent pas les formes du relief; ou bien rester sur place si le drainage est inexistant, insuffisamment abondant ou trop clairsemé : c'est l'existence des éléments détritiques considérables et non déblayés qui détermine les limites de ce que nous avons appelé : le Morvan pourri.

Pourri? le Morvan l'est presque en entier, mais il nous faudra expliquer pourquoi c'est seulement dans le haut triangle qui touche au sud le bord de la dépression d'Arleuf et est limité par le rebord élevé déterminé par la faille de Moux à l'est, par la ligne de relief qui suit la rive gauche du Chalaux à l'ouest et par une limite confuse au nord où il y a interpénétration avec la

région des Plats-Pays, que la topographie présente certains aspects particuliers. Cet ensemble se tient aux environs de 600 m. (un peu plus bas à l'ouest du Chalaux); quelques sommets, très arrondis, vont en s'élevant du nord au sud.

Ce sont les dépressions qui ont un relief curieux : larges, à fond plat, aux versants évasés coupés de longs bourrelets, les « rideaux (1) », elles sont souvent superficiellement sèches, leur pente longitudinale est invraisemblable, avec des ressauts, des esquisses de replats, parfois presque des contre-pentes *(cf. photo 2, H. T. Pl. I)*. On leur donne le nom d'ouches (2) (ouches au pied de la côte 595 au nord-est d'Ouroux, autour du lac des Settons, sur le plateau entre Montsauche et Dun-les-Places...). Lorsqu'on remonte jusqu'à la tête de ces dépressions, on trouve des espèces de cirques informes aux pentes empâtées (nord de Gien-sur-Cure) ou bien un petit marais plein de joncs et de vase (source du ru du mont Sermage, à l'est des Settons); quand plusieurs ouches se rencontrent on voit se dessiner un creux d'allure topographique indécise, limitée par des croupes très adoucies; une vieille carte au 1/80.000 (édition de 1845) indique ainsi le fond de l'actuelle cuvette des Settons; le même phénomène est encore sensible à Planchez et à Brassy. Cependant, le problème n'est pas simple car une rivière active éventre parfois cette morphologie morte d'un trait de scie et de grands pans diaclasés de granit rose ou gris dominent les eaux bondissant sur un lit de cailloux anguleux : c'est la cure en aval de Montsauche, le Chalaux au nord-ouest de Brassy, le ruisseau de la Montagne après la Chaise et quelques rus qui s'encaissent au voisinage de ces cours d'eaux. On a donc l'impression, en parcourant cette région, d'une décomposition poussée jusqu'à la désagrégation et d'un déblaiement si impuissant qu'il laisse subsister non seulement les roches pourries (elles apparaissent en dessous des arènes sur les bords de la route de Montsauche — au nord et au sud de la petite bourgade — et de celle de Planchez à Anost...), mais même le manteau d'arène mouvante qui les recouvre. Et l'on se demande quel obstacle a paralysé l'érosion récente et de quelle époque peuvent être ces formes ainsi conservées.

C. — Le Morvan rajeuni.

Descendu le grand escarpement de Moux-les-Bigeards-Bussy (3) le paysage change : la griffe des rus attaque les sommets de gorges

(1) A. Boit : *Sur la morphologie du Bas-Morvan*, C. R. A. S., T. 175, p. 1422.
(2) A. Boit : *Le Bassin supérieur de l'Yonne*, p. 137. — E. de Martonne : *Ibid.*, A. de G., 1899. — J. Levainville : *Ibid.*, p. 38. — C. Vélain : *Guide Bleu*, p. xxiii.
(3) J. P. Bakker : *Recherches morphologiques dans le Morvan central et nord-oriental : passim.*

bien dessinées, les petites vallées s'encaissent entre deux versants nets jusqu'au niveau du Ternin (vallées de Goix, de Ménessaire, de Chissey). Le fait caractéristique c'est l'absence d'empâtement du relief : ici l'arène a presque disparu et la roche apparaît souvent à nu, aussi les formes topographiques sont particulièrement faciles à saisir. On constate l'existence de sommets très aplanis qui se retrouvent à quelques distances des cours d'eau et qui s'abaissent en pente douce jusqu'au bord même des vallées; là, une brusque rupture de pente et un versant plus vif dominent la rivière, Selle ou Ternin, ondoyante, au centre d'une petite plaine alluviale. De la croupe des Crots-Barbizots (561 m.) à l'est de Ménessaire, on embrasse d'un regard semblable paysage et le géographe est aussitôt amené à réfléchir devant certaines coïncidences entre les altitudes des aplanissements ou la direction des éléments du relief. Il apparaît bien que l'aplanissement supérieur (560-590 m.) correspond à l'est aux parties les plus élevées des Pays-Plats, de Savilly et Villiers. Cet aplanissement se termine suivant une ligne rectiligne qui est jalonnée par une série de petites vallées nord-nord-ouest-sud-sud-est affluentes elles-mêmes de ruisseaux ouest-est qui vont se jeter dans le Ternin; cet alignement, fait curieux, prolonge la vallée supérieure du Ternin en amont de Palaizot et la vallée inférieure en aval de Sommant, par contre, la vallée moyenne de la rivière a un prolongement nord-ouest-sud-est dans la dépression qui passe à l'est de Reclesne.

Si l'on se rend à l'ouest de la Selle, on remarque toujours un niveau supérieur, mais plus élevé et composé de collines enfermant entre elles des sortes de cuvettes (autour d'Anost, de Roussillon) dont le fond correspond au niveau moyen des rives du Ternin et qui sont traversées par les rivières encaissées entre des pentes plus raides.

On retrouve les mêmes formes topographiques jusqu'au pied des hauteurs des bois de Folin et de Glaine qui forment le socle et marquent la limite du Haut-Morvan, et aussi dans la région de Verrière et de Saint-Léger-sous-Beuvray jusqu'aux basses pentes des monts Genetouse et du Beuvray : là de petits îlots de surfaces planes pénètrent même entre les hauts sommets, telle la cuvette de Saint-Prix ou celle de la Boutière au nord et à l'est du mont Glandure.

Un flot de questions surgissent à propos de cette région dont nous venons d'évoquer la complexité : pourquoi ce décapage du relief et cette diminution de la couche d'arène? A quoi correspondent ces niveaux successifs, ces ruptures de pente sur le flanc des vallées, les petites plaines alluviales du Ternin, de la Selle? Comment peut-on expliquer les formes particulières de Roussillon, d'Anost ou de la Boutière? la disposition rayonnante

des vallées autour du bassin d'Autun et les directions privilégiées qu'il nous a semblé avoir remarquées, à propos du Ternin en particulier?

D. — Le Haut-Morvan.

Le Haut-Morvan pose le problème même de son existence; il ne se présente pas, en effet, comme l'aboutissement normal d'une

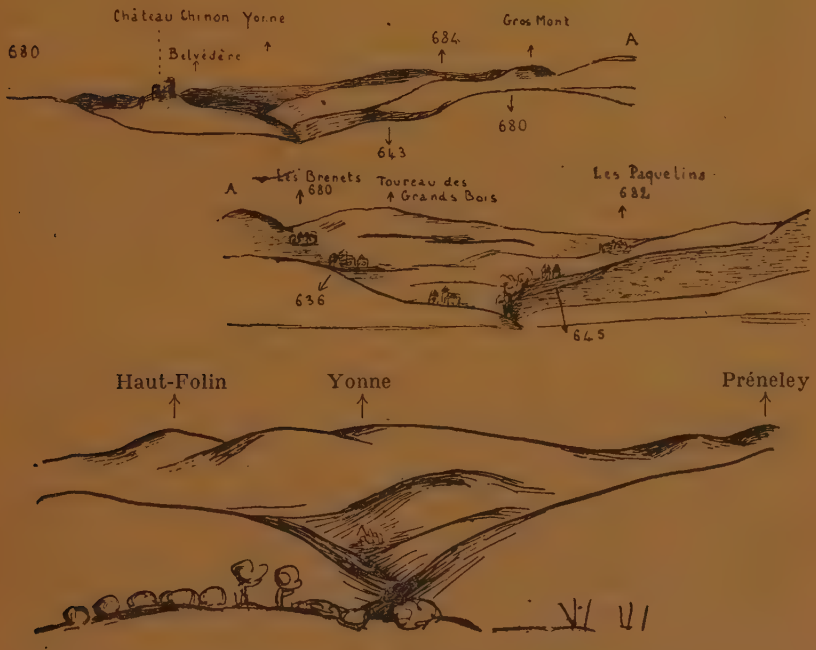


Fig. 5 et 6 : *La Vallée de l'Yonne et la Cuvette d'Arleuf,* vues de la côte 681 au-dessus de Fachin.
En haut, vue vers le Nord; au Centre, vue vers l'Est, en bas, vue vers le Sud.

ligne de hauteurs mais bien comme un îlot isolé de hauts sommets au sud du Morvan, car la dépression d'Arleuf-Roussillon le sépare, au nord de la région élevée du Morvan Central, et aussi comme un îlot dissymétrique, car il tombe plus rapidement vers le sud alors que sa pente est assez douce vers le nord.

C'est le pays des forêts : bois de Saint-Prix, de Glaine au nord de Châtillon, du Beuvray, de Saint-Gengoult au sud; à l'ouest, enfin, il atteint le mont Genièvre, exceptionnellement dénudé, et la forêt de la Gravelle. Vu du calvaire de Château-Chinon ou des hauteurs qui dominent Autun, le Haut-Morvan apparaît formé

par une succession de blocs au sommet généralement aplani, plus rarement arrondi, s'élevant du nord au sud et se découpant nettement sur le ciel à cause du vert sombre des forêts. Ce qui frappe de loin, cette impression d'ensemble d'une montée vers le sud, disparaît à peu près quand on est sur les lieux. Là, c'est la confusion des sommets qui paraît régner; le Haut-Folin avec ses 902 m. marque le point culminant : tout autour plusieurs hauteurs moins considérables qui diminuent à peu près régulièrement quand on s'éloigne du lieu le plus haut, sauf au sud-est où la descente est plus rapide; entre ces points élevés, des vallées en gorges dont les eaux noires reflètent les forêts qui les bordent (chênes, hêtres, bouleaux...) ainsi la Canche à l'est, l'Yonne supérieure au nord, la haute Dragne à l'ouest. Or, ces vallées sont fréquemment encadrées d'un ou même de deux étages de replats (versants du Beuvray) et les rivières coupées de chutes : ainsi la Canche supérieure coule entre des replats et des sommets de 740-780 m. et 680 m. et elle est accidentée par une première accélération du cours à 640 m. et une seconde chute à 560 m. Autre surprise, la forme même des sommets : ce sont pour la plupart des tables d'une certaine dimension, aplanies et nullement arrondies, limitées par des versants assez raides commençant après une rupture de pente sensible; enfin, elles s'inclinent en général doucement dans une ou deux directions : le Beuvray par exemple vers l'ouest et le nord, le mont Glandure vers le nord, le mont Genièvre également.

Etranges formes que ces sommets curieusement préservés au-dessus d'un double étagement de niveaux qui se situent aux environs de 780 et 650-680 m. autour du Haut-Folin *(cf. fig. 14, p. 89)*; ces niveaux étant eux-mêmes entaillés par les vallées, celles-ci ont généralement des formes jeunes (gorges de la Canche); cependant, quand on traverse le Morvan entre le Beuvray et le mont Genièvre, il arrive qu'on rencontre entre Glux et Villapourçon, quelque ouche, quelque relief empâté d'arène qui rappelle le « Morvan pourri » : autre exemple de l'unité profonde de ce massif malgré les divergences locales dans les traits originaux.

E. — Le « Morvan troué ».

Le « Morvan troué », c'est tout l'ouest du Morvan depuis la rive gauche de la Cure jusqu'à la vallée de l'Alène. Il s'étend à l'est jusqu'aux hauteurs qui séparent l'Yonne du Chalaux, puis englobe la cuvette d'Arleuf et s'arrête ensuite au pied du Haut-Morvan. Ce qui frappe l'observateur et caractérise cette région, c'est qu'elle est « trouée », c'est-à-dire que de grands lobes de plaines entourés de collines encadrent chaque vallée; or, ces

vallées s'orientent perpendiculairement à la limite occidentale du Morvan et ceci provoque cette forme de contact particulière que nous avons déjà notée entre les pays de la bordure et de la montagne.

Ces dépressions sont particulièrement nombreuses et présentent les formes les plus caractéristiques aux environs de Château-Chinon; c'est le pays des « cuvettes (1) » comme l'ont appelé la plupart des morphologues qui s'en sont occupés. Ces cuvettes méritent une attention particulière car leur genèse est, jusqu'ici, incertaine. La cuvette d'Arleuf est la plus typique : largement ouverte à l'ouest où elle s'abaisse jusqu'au bord de l'Yonne, elle est fermée au sud par les croupes parfois vigoureuses, souvent boisées du Haut-Morvan (789-835 m.) et au nord par celles du Toureau-des-Grands-Bois (800 m.), du Gros-Mont (726 m.). A l'est, par contre un col (663 m.) permet de rejoindre facilement la dépression de Roussillon : deux petites vallées y prennent leur source à quelques mètres de distance et se dirigent l'une vers la Selle à l'est, l'autre vers l'Yonne à l'ouest. Mais ce qui est le plus remarquable, c'est la topographie du fond même de cette cuvette : à un replat très net qui, à l'altitude de 680 m., souligne le pied des hauteurs, succèdent des formes confuses et molles où se dessinent, plus nettement au fur et à mesure qu'on approche de l'Yonne, deux vallées, celle des Rollins au nord, celle des Blandins au sud.

Ce sont des paysages analogues que l'on retrouve à Corancy, sur la rive droite de l'Yonne, et aussi autour des vallées du Guignon, des Garats, du Veynon supérieur, ainsi qu'au pied du mont Genièvre (à l'ouest). Si l'on parcourt la bordure occidentale en se dirigeant vers le nord, on rencontre des dépressions qui rappellent les cuvettes du sud-ouest, avec, cependant, quelque chose de moins sénile et de moins incohérent dans les formes : ce sont les sortes de bassin dans lesquels s'encaissent l'Yonne en amont de Montreuillon et le Languison en amont de Vauclaix.

Le bassin de Montreuillon est entouré au nord, au sud, à l'ouest et à l'est par des collines dépassant 400 m. (414-425-446 m.) tranchées par les vallées de l'Yonne et de l'Huis-Gourdin au sud-est, par l'Yonne seule à l'ouest; entre ces collines boisées, une région déprimée, composée de croupes, se situe aux environs de 350 m. (340-361 m.), parcourue par de nombreux petits ruisseaux et couverte surtout de prairies, son aspect rappelle celui du fond de la cuvette d'Arleuf. Ces dépressions curieusement entourées de collines au fond anormalement large et confus représentent, en réalité, un des aspects caractéristiques du Mor-

(1) Cf. Emm. de Martonne : *C. R. Excursion Morvan*, A. de G., 1924. — L. Gallois : *Excursion interuniversitaire dans le Morvan*, A. de G., 1907, p. 399. — A. Boit : *Ibid.*, p. 143. — J. Levainville : *Ibid.*, p. 50-51.

van occidental, central et méridional. Ne retrouve-t-on pas à Anost et à Roussillon des espèces de cuvettes, proches parentes de celles des bords de l'Yonne? Et supposons un instant un barrage établi à la sortie des vallées d'Arleuf : quelle différence alors avec le lac des Settons, sinon l'étendue plus considérable?

*
* *

Cette région du « Morvan troué » mérite bien d'être présentée la dernière car elle permet de refaire la synthèse des problèmes qui se posent à propos du Morvan; l'existence d'une certaine similitude dans les altitudes des collines de toute la bordure occidentale (environ 440 m.), doit-elle poser un problème analogue à celui de la constance des hauteurs dans des secteurs déterminés de l'est ou du nord du massif? Nous avons constaté l'existence d'une plate-forme vers 600 m., dans le Morvan pourri, de deux replats vers 780 et 650-680 m. dans le Haut-Morvan, de certains niveaux dans le fond des cuvettes : y a-t-il un rapprochement à faire et dans quelles conditions? Le Morvan pourri est recouvert d'un épais manteau d'arène non déblayée, le Haut-Morvan en conserve encore des placages dans les régions les plus éloignées des rivières; le Morvan troué, au contraire, n'en possède généralement que très peu et sa roche, profondément altérée, est largement évidée au voisinage des cours d'eau soit par des cuvettes aux formes séniles, soit par des bassins au relief plus simple. On peut encore remarquer que le Morvan troué est en contre-bas par rapport à la région centrale du massif, de même que les Pays-Plats et le Morvan rajeuni. Il apparaît donc que les cinq aspects différents des terres morvandelles nécessitent une explication commune mettant en jeu plusieurs facteurs, et que l'originalité de chacune de ces cinq régions correspond à la prédominance locale d'un facteur particulier ou d'un ensemble de certains de ces facteurs originalement groupés.

DEUXIÈME PARTIE

L'ÉVOLUTION DU MORVAN

I

LES ROCHES

Le Morvan et sa bordure sont constitués par des roches très différentes. Le granit et les roches cristallines voisines (granulite, microgranit...) forment la majeure partie du socle du Massif ancien qui n'est plus aujourd'hui qu'une « zone de racines (1) ». Par leur origine même ces roches présentent de nombreuses variétés, importantes parce qu'elles offrent à l'érosion des conditions très diverses. Elles sont très sporadiquement recouvertes de lambeaux primaires, souvent du reste métamorphisés. On trouve aussi, au nord-est, quelques minces placages de terrains secondaires.

Ce sont ces dernières couches qui constituent l'ossature des pays de la bordure, sauf au sud-est où le bassin d'Autun s'est rempli des couches primaires du Houiller et du Permien et les a conservées, entassées sur plus de 1.000 m. d'épaisseur. Mais à l'ouest comme au nord et à l'est ce sont les terrains tendres du Lias qui tapissent les dépressions des marges, tandis que les calcaires jurassiques forment les corniches et les sommets des plateaux et des buttes qui dominent la Terre-Plaine et l'Auxois. Quelques témoins crétacés ou tertiaires occupent des poches à la surface de ces plateaux du nord tandis que des dépôts attribués au Pliocène couvre la plupart des terrains du sud du Bazois et du bassin d'Autun.

Ainsi, le Morvan apparaît comme le môle le plus avancé des roches anciennes du Massif Central parmi les terrains secondaires de la bordure du Bassin Parisien.

1. Les roches éruptives et métamorphiques.

Il est extrêmement délicat de parler de ces roches car leur classification et leurs relations sont complexes et discutées, et cependant, elles présentent pour le géographe, dans notre région, un intérêt certain qui nécessite un exposé précis.

(1) A. Michel-Lévy : *Les Terrains primaires du Morvan et de la Loire*, Thèse, Paris, 1908, p. 277 et ss. — L. de Launay : *La Zone granulitique de Millevaches*, E. S. C. G. F., 1932, p. 199.

Le granit et les roches cristallines voisines (1) (granulite, microgranit...) constituent la majeure partie du socle du Morvan : bandes granitiques de Château-Chinon, Les Settons, Saint-Martin-de-la-Mer, de Vauclaix, Brassy...; noyaux granulitiques du sud de Château-Chinon, O. de Vauclaix, de Gascogne; nappes de Saint-Agnan, d'Avallon...; enfin, microgranits de Gien-sur-Cure, d'Ouroux...

Le granit. — Le granit formé dans les profondeurs géosynclinales (2), est venu au jour sous la forme d'un énorme magma « digérant » progressivement et plus ou moins complètement les roches préexistantes (3). Cette montée du magma aurait duré longtemps, se serait faite peut-être en plusieurs étapes, et aurait produit des roches de composition différente : granit à mica noir (4), à mica blanc, porphyroïde, à deux feldspaths; de textures variées : granit à gros grains, à grains fins... et d'homogénéité inégale.

Dans le Morvan, les granits sont d'âge antéviséen (5) : les dépôts tournaisiens sont encore altérés, le Viséen est intact.

Outre la digestion plus ou moins complète des roches préexistantes (6), d'autres facteurs interviennent localement qui modifient la « résistivité » du granit. La présence de filons raidit la roche encaissante s'ils sont peu nombreux (7); quand ils se multiplient, ils la disloquent (8) et la rendent très altérable. Les contacts entre deux masses de roches acides se traduisent par une bande de perturbations (9). Les zones faillées se décomposent aisément. Enfin, il faut tenir compte aussi de la nature de la couverture sédimentaire : si elle est calcaire, l'eau chargée de gaz carbonique qui la traverse exerce une érosion spécialement efficace (10) parce qu'elle forme une nappe après avoir traversé les

(1) A. Michel-Lévy : *Revision Feuille Avallon au 1/80.000*, B. S. C. G. F., 1928, p. 53. — L. de Launay : *Zone granulitique de Millevaches* (*id.*, 1932, 73 p.). — A. Michel-Lévy : Thèse, p. 218.

(2) M. Lugeon : *Sur l'origine du granit*, C. R. A. S., Paris, CXC, 1930, p. 1096. — L. Bertrand : *Les Grandes Régions géologiques du sol français*, nouv. éd., Paris, 1945.

(3) L. Goron : *La Barguillière*, Rev. géol. Pyr. et S.-O., 1931, p. 59-94. — A. Michel-Lévy : *Les Terrains primaires du Morvan et de la Loire*, Thèse Paris, 1908, p. 220 et 770.

(4) Antérieur au plissement hercynien principal : L. Bertrand : *Ibid.*

(5) A. Michel-Lévy : *Ibid.*, p. 136. — L. Bertrand : *Ibid.* — Rinne : *La Science des roches*, p. 269.

(6) Noter aussi la disposition des roches sédimentaires digérées ou métamorphisées; dans le Morvan, par exemple, les roches primaires sont plus souvent conservées au sommet des anciens anticlinaux hercyniens.

(7) A. Michel-Lévy : *Course de Semur à Saulieu*, B. S. G. F., 1879, p. 878.

(8) Ch. Vélain : *Environs de Corbigny*, B. S. G. F., 1879, p. 920. — A. Michel-Lévy et Douvillé : *Notes sur les granulites et les porphyres quartzifères des environs d'Avallon*, B. S. G. F., 3e série, II, p. 189-197, 1873-1874. — A Perpillou : Thèse, p. 54.

(9) Michel-Lévy : *Course de Semur à Saulieu*, B. S. G. F., 1879, p. 848.

(10) Rinne : *Ibid.*, 265.

calcaires perméables et imprègne la surface imperméable des granits au lieu de ruisseler seulement sur elle.

En général, les granits du Morvan et de sa bordure orientale se désagrègent particulièrement facilement (1). Au sud, au contraire, le granit porphyroïde de Luzy est plus résistant. Mais, les facteurs ci-dessus interviennent ensemble ou séparément et déterminent des différences locales importantes : au voisinage d'Arleuf et de Château-Chinon le granit est schisteux et inhomogène (2), il est à grands cristaux alcalins autour de Planchez et des Settons (3), fritté, sableux, avec tendance aux diaclases (4), près d'Avallon (5), à gros éléments de cohésion faible dans le quadrilatère Saulieu-Villargoix-Rouvray-Précy (6); fortement altéré et percé de nombreux filons sur les bords du Languison (7), perturbé et inhomogène au contact du gneiss, au voisinage de Montigny-Saint-Barthélemy. Au contraire, le granit est à grains très fins, passant même à la variété dite *microgranit* à Montigny-en-Morvan, à Ouroux (8), il est aussi à éléments fins à Lormes, au sud-ouest de Château-Chinon, à Bussy, Sanceray, Villebœuf (9), il est très dur au Mont-Vigne (10); on a enfin les granits « typiques » de Cussy et d'Anost (11). Un croquis localise les observations lues ou faites sur le terrain : il est à retenir pour expliquer certains phénomènes morphologiques qui seront examinés dans le chapitre consacré aux « Cuvettes » dans la troisième partie. *(Cf. H. T., Pl. II.)*

La désagrégation rapide et facile du granit, dans certaines conditions, est un fait connu. Parmi ces conditions figurent, outre la texture de la roche, certains facteurs climatiques. On a beaucoup discuté pour savoir quel était le climat le plus favorable à la décomposition du granit : certains penchent pour le climat de type tropical chaud et humide, d'autres pensent qu'un cli-

(1) M. Maison : *Revision Feuille Beaune,* B. S. C. G. F., 1894-1895. — A. Evrard : *Le Plateau de Thostes.*

(2) A. Michel-Lévy : Thèse, *ibid.*, p. 128 et 220.

(3) A. Michel-Lévy : *Revision de la Feuille de Château-Chinon au 1/80.000,* B. S. G. F., 1923, p. 44; 1925, p. 34.

(4) Cf. F. Ruellan : *La Décomp. et la désagrég. du gran. à biotite au Japon,* C. R. Congrès international géogr., Paris, 1931.

(5) A. Michel-Lévy et Douvillé : *Note sur les granulites et les porphyres quartzifères des environs d'Avallon,* 1873-1874, B. S. G. F., 3e série, II, p. 189-197. — J.-J. Collenot : *Descrip. géol. de l'Auxois,* 1873, 1 vol., 660 p. Semur, p. 33. — Cotteau : *Aperçu d'ensemble,* Auxerre, 1859.

(6) J.-J. Collenot : *Op. cit.*, p. 33 et ss.

(7) Ch. Vélain : *Environs de Corbigny,* B. S. G. F., 1879, p. 920.

(8) A. Boit : *Le Bassin supérieur de l'Yonne,* p. 15, Auxerre, 1938.

(9) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 128 et ss.

(10) Ebray : *Consid. géol. sur la ligne de partage du Bass. de la Seine-et-Loire,* 1859.

(11) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 134 et ss. « Les terrains primaires ont été complètement digérés. »

mat tempéré humide est suffisant (1). Quoi qu'il en soit, il semble que le granit morvandiau ait subi successivement l'action de ces deux climats; en effet, des observations ont permis de supposer qu'un climat tropical avait régné au cours de plusieurs périodes sur cette partie de la France; notamment au jurassique moyen (2) et pendant une grande partie du tertiaire moyen (3) *(cf. p. 91)*. La surface du granit apparaît maintenant comme profondément pourrie (4); elle présente une succession de dômes surbaissés, séparés par des vallées aux flancs très adoucis : c'est la topographie molle que donne la nappe *d'arène granitique*. L'arène est un sable plus ou moins grossier, suivant la nature primitive du granit; elle renferme une faible proportion d'argile, mais parfois, sur les sommets ou dans des poches, le ruissellement a entraîné et remanié les éléments granuleux et il reste une sorte d'argile grossière rougeâtre renfermant beaucoup de quartz. Cette formation d'arène n'a pas partout la même épaisseur; nous avons en effet distingué deux Morvans : le *Morvan pourri* où l'arène ennoie tout; et le *Morvan rajeuni*, région drainée vers le bassin d'Autun, où l'arène est beaucoup moins épaisse, où les formes données par le granit sont beaucoup plus vigoureuses (5). Cette arène est, en général moins épaisse sur les sommets que dans les dépressions (6), car elle glisse comme le montrent les études de détail de A. Boit. Il y en a 30 cm. d'épaisseur à la cote 591 sur la route de Montsauche à Ouroux et 6 m. un kilomètre plus loin, au niveau du hameau Le Boulard.

La forme topographique particulière des régions granitiques, c'est *l'ouche* (7). Dans ces régions de sol imperméable (8), elles mettent l'anomalie de vallées superficiellement sèches (9). L'arène glissant des sommets, s'est accumulée dans les vallées sur des épaisseurs parfois considérables (10) : l'eau s'est enfoncée dans la masse sableuse et ne se trahit que par les beaux matins brumeux où une coulée légère de brouillard suit la trace de l'ancien

(1) F. Blondel : *Érosion en Indochine*, C. R. intern. géogr., Paris, 1931, p. 659. — J. de Lapparent : *La Décomposition et l'arénisation pétrogr.* — F. Ruellan : *Ibid., loc. cit.*

(2) J. Lambert : *Étude sur le terrain jurassique moyen du département de l'Yonne : passim.* — Urvoy : *Les Bassins du Niger*, Thèse, p. 37 ss.

(3) Baulig : Thèse, p. 23. — Perpillou : Thèse, p. 72 et ss.

(4) Cf. p. 206 un essai sur la décomposition des granits morvandiaux.

(5) Remarquer, en particulier, la grande différence des têtes de vallées à l'ouest de la faille de Moux — ce sont des espèces de cirques informes — et à l'est où l'on a un V bien caractérisé.

(6) Cf. A. Boit : *Op. cit.*, p. 52.

(7) Cf. A. Boit : *Op. cit.*, p. 137. — E. de M. : *A. de G.*, 1899, p. 407.

(8) Belgrand : *Et. hydrolog. des granits et terrains jurassiques formant la zone sup. du Bassin de la Seine*, B. S. G. F., 2e série, t. IV, p. 328. — Belgrand et Moreau : *Notice sur carte agron. et géol. de l'arrondissement d'Avallon*, 1850, Annuaire statist. du départ. de l'Yonne, 1851, et B. S. G. F., 1851, p. 15.

(9) Cf. p. 68, 1re partie, ch. III.

(10) En l'absence de sondages, on ne peut donner de précision.

talweg, comme on peut le voir dans les très jolies ouches autour des Settons. Parfois aussi, sur de faibles étendues, les roches granitiques sont recouvertes d'une couche d'argile blanchâtre que des analyses de laboratoire ont permis de classer comme trace de kaolinisation.

Le « Morvan pourri » fournit d'innombrables exemples de ces types de désagrégation plus ou moins achevés mais c'est à propos des cuvettes du « Morvan troué » que nous en étudierons les causes et le mécanisme. *(Cf. chap. sur « Les cuvettes ».)* Les formes du granit sont donc arrondies, avec tendance au nivellement rapide, par désagrégation des sommets et comblement des dépressions; cependant, un ruisseau actif éventre parfois cette morphologie fossilisée d'un trait de scie et de grands pans diaclasés de granit rose ou gris dominent les eaux bondissantes sur un lit de cailloux anguleux. Ces gorges se multiplient vers la bordure du massif et dans la partie sud-est (bassin du Ternin et de ses affluents).

L'imperméabilité du sol et les matières alcalines produites par les feldspaths décomposés favorisent la végétation (1) : des forêts avec des sous-bois et des clairières de genêts, de digitales, de bruyère, des fougères poussent sur les pentes granitiques; les sommets sont parfois couverts d'une espèce de lande herbeuse où foisonnent framboisiers, fraisiers et genêts. Dans les zones d'arène, les céréales poussent; on trouve du sarrasin jusqu'à plus de 600 m. en plein centre du Morvan (2).

Les roches cristallines voisines. — Leurs variétés, comme celles du granit sont très nombreuses, car on passe par toute une série de granits intermédiaires d'un type à l'autre.

Le microgranit est un granit à grains très fins à deux temps de consolidation (3), on le trouve au nord de la traînée granitique de Château-Chinon aux Settons et près de Genay (4). L'homogénéité et la fine texture de la pâte le rendent généralement plus résistant que le granit ordinaire; aussi il constitue souvent des zones de haut relief. Il forme la transition entre le granit et la granulite (5).

La granulite ne serait qu'un granit à mica blanc (6). Elle est, dans le Morvan, contemporaine du granit (7) ou immédiatement postérieure; elle dérive, en tout cas, du même magma enrichi

(1) Cf. BELGRAND : *Not. sur la carte géol. et agron.*, 1851. — Ch. VÉLAIN, R. BRÉON, PÉRON : *Excursion dans le Morvan*, Congrès Soc. géol., 1900.
(2) Environs de Gien-sur-Cure.
(3) A. LÉVY : *Quelques observations sur les formations prim. du nord du Morvan*, livre de la S. G. F., t. II, p. 513, 1930.
(4) BOIT : *Op. cit.*, p. 15.
(5) A. MICHEL-LÉVY : Thèse, p. 221.
(6) J.-J. COLLENOT : *Op. cit.*, p. 34.
(7) L. de LAUNAY : *La Zone granulit. de Millevaches*, B. S. C. G. F., 1932. — L. BERTRAND : *Les Grandes Rég. géol...*

localement en matières alcalines (1). Ses variations de faciès sont analogues à celles du granit (2); compacte, diaclasée verticalement dans le nord suivant deux systèmes perpendiculaires nord-sud et ouest-est, elle devient moins compacte avec des éléments plus gros et une schistosité presque horizontale à l'ouest de Marrault. Dans le massif de Saint-Brisson, elle présente la double disposition : diaclase verticale, bancs subhorizontaux de 1 m. d'épaisseur (3). Ses conditions de décomposition sont les mêmes que celles du granit, mais elle donne plus volontiers de grands pans de roches (influence des diaclases), tels ceux des gorges du Cousin à Avallon, de la Roche-aux-Chiens sur la Cure, et elle résiste mieux à l'érosion car sa dureté est plus grande (4), aussi les enclaves filoniennes de granulite au milieu du granit constituent souvent des sommets : pitons des bois de Saint-Martin, de Fadray.

La microgranulite est une roche à deux temps de consolidation; elle présente des analogies tantôt avec les porphyres pétrosiliceux (5), tantôt avec certaines formations rhyolitiques, mais avec des différences provenant des conditions particulières du refroidissement (6). Elle se présente en filons orientés nord-nord-est-sud-sud-ouest près de Lormes, Magny, Saint-Honoré, Planchez, Le Beuvray, Lucenay (7), ou en coulées (environs de Montreuillon). Ce sont des formations résistantes qui constituent des zones de haut relief, telles, par exemple, les hautes collines des bois de Montreuillon.

Les tufs microgranulitiques formés de cristaux brisés recimentés par une pâte calcédonieuse, reposent sur les terrains viséens; percés par des filons de microgranulite, ils ont des affinités avec cette roche et comme elle, sont extrêmement durs. On en rencontre des coulées dans la forêt de la Gravelle, autour de Fachin et ils forment les sommets du Preneley et du mont Genièvre (8).

Les autres roches éruptives. — Les autres roches éruptives du Morvan sont toutes également anciennes; elles ne se présentent que sous forme de filons, sauf quelques coulées de porphyrite ou de rhyolites. Elles comprennent fréquemment outre la roche

(1) Notice *Feuille géol. Avallon*, éd. 1932.

(2) E. Raguin : *Gneiss et granits du Morvan septentrional*, B. S. C. G. F., 1942, t. XLIII, p. 57.

(3) A. Michel-Lévy : *Course Est du 25 août*, B. S. G. F., 1879, p. 906.

(4) H. Baulig : *Le Plateau central*, Thèse, p. 82.

(5) L. de Launay : *La Zone granulitique de Millevaches*, B. S. C. G. F., 1932, t. XXXV.

(6) A. Michel-Lévy : *Revision Feuille Avallon 1/80.000*, 173 p., B. S. C. G. F., 1928.

(7) A. Michel-Lévy : *Aperçu gén. sur la constitution du Morvan*, p. 53, B. S. G. F., 1879, p. 758.

(8) A. Michel-Lévy : Thèse, *passim*. — M. Maison : *Feuille de Beaune*.

proprement dite, des formations de tufs (1). Elles offrent du point de vue géographique un double intérêt : tout d'abord, ce sont généralement des roches dures et il faut essayer de voir si elles ont joué un rôle dans la formation de la topographie actuelle; ensuite, ces filons remplissent des cassures de la roche encaissante (2) et on remarque que, la plupart du temps, les filons d'une même roche ont la même orientation; leur étude permet donc de déceler les mouvements qui ont déformé le socle, leur date et leur intensité et, par conséquent, de reconstituer un réseau de cassures qui a une importance considérable pour la formation du réseau hydrographique.

Parmi ces roches on peut citer :

Les rhyolites qui sont représentées par des coulées épaisses à Montreuillon, plus minces à Ménessaire et Sincey-les-Rouvray et, par des filons d'orientation sud-sud-ouest-nord-nord-est, nombreux surtout vers Château-Chinon. Elles datent de la fin du Dinantien (riches en mica noir), et du Stéphanien (3). Ce sont elles qu'on trouve dans les collines à l'ouest de Montreuillon.

Les dacites sodiques ou albitophyres du Famennien et leurs tufs dont les coulées se trouvent près de Bourbon-Lancy.

Les andésites et les trachytes du Dinantien.

Les lamprophyres du début du Permien (4). Leur multiplicité indique l'activité intense du volcanisme dans cette région au primaire.

Le quartz mérite une mention spéciale. On le trouve en filons nombreux nord-est-sud-ouest et nord-ouest-sud-est; il jalonne un grand nombre de failles dont l'existence est connue, notamment le faisceau de la Petite-Verrière qui prend tout le Morvan en écharpe. Les filons de quartz datent du Trias dans le Morvan (5). Pour certains auteurs, ils traverseraient même l'Hettangien (6), pour d'autres, ils s'arrêteraient au-dessous des marnes irisées (7); des observations dans les régions d'Avallon et de Thostes semblent concorder avec cette dernière opinion. Or, on en trouve dans les grandes failles bordières du massif, par exemple, à l'ouest, près de Sainte Péreuse. On a aussi voulu voir dans ces émissions l'origine de la silicification de certains horizons du Lias inférieur

(1) A. Michel-Lévy : *Les Érupt. dacit. et rhyol.*, 1929, Bull. volcanographique, Naples. — M. Maison : *Feuille de Beaune*, B. S. C. G. F., 1894-1895.
(2) A. Michel-Lévy : *Op. cit.* Filons : « Remplissage de fractures formées à une époque déterminée. » E. de Martonne : *A. de G.*, 1899.
(3) A. Michel-Lévy : *Les Érupt...*, 1929. *Quelques observations sur les form...*, 1930.
(4) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 123 : *Quelques observations sur les form. prim...; Érupt. dacit... Morvan.*
(5) A. Michel-Lévy : *Quelques observations sur les form. prim...* Dans la zone de Millevaches L. de Launay parle de quartz dont l'âge varie du Silurien au Tertiaire, B. S. C. G. F., 1932.
(6) L. de Launay : *Le Massif de Saint-Saulge.*
(7) P. Lemoine : *Revision Feuille Château-Chinon et Avallon*, 1907.

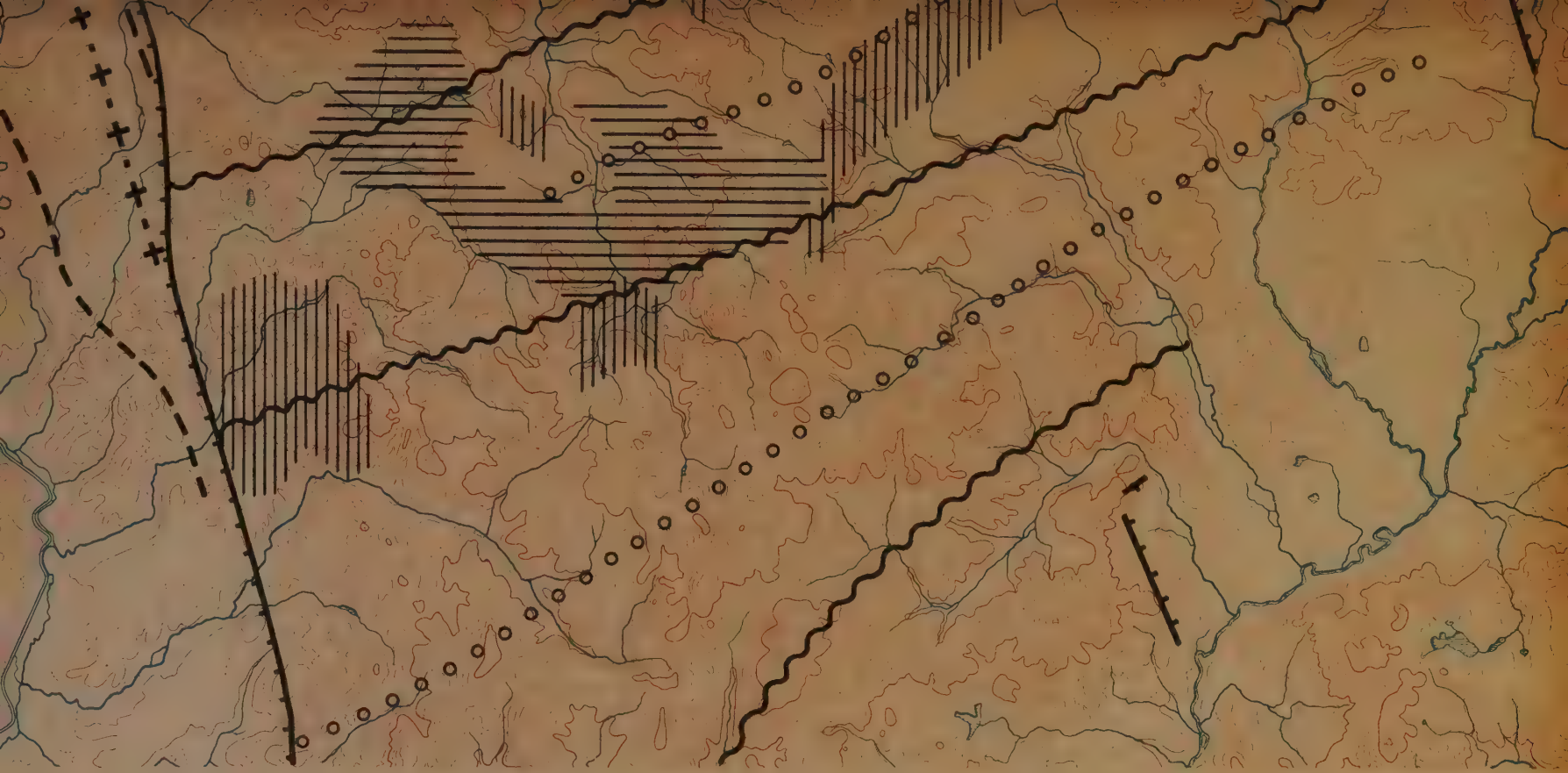
dans le Morvan septentrional : nous discuterons plus loin ce point de vue. Très durs, les filons restent parfois en saillie alors que la roche encaissante a été décomposée : tel ce filon qui s'avance dans la vallée de Moux, en amont de Bize.

Les roches métamorphiques. — Le métamorphisme qui s'est opéré au contact du magma granitique a laissé dans le Morvan des traces importantes. On trouve toutes les étapes du métamorphisme : par exemple « des schistes très granitisés, encore incomplètement digérés (1) » sur la route de Château-Chinon à Arleuf, des calcaires à leur dernière étape de métamorphisation, à l'est de Château-Chinon (2), ou au contraire, des diorites, des diabases, des cornes vertes, des quartzites, des gneiss. Cette action du métamorphisme s'est exercée jusque dans le Primaire ; elle est antérieure au Viséen : les poudingues tournaisiens sont les dernières formations affectées et les roches ont été d'autant plus transformées qu'elles étaient plus anciennes. Notons en passant que *les diorites*, qui seraient des calcaires dévoniens métamorphisés (3), jalonnent à peu près les sommets des axes anticlinaux des terrains primaires (4) tels que les a tracés A. Michel-Lévy. On trouve, en effet, des diorites au nord-est de la Grande-Verrière (axe anticlinal de la Roche-Millay à Grande-Verrière) et à l'est de Château-Chinon, au nord d'Arleuf, autour d'Anost (axe Château-Chinon-Cussy).

Le gneiss proprement dit forme deux bandes étendues : une sud-ouest nord-est, au sud d'Avallon, une nord-ouest sud-est au sud d'Autun. C'est peut-être la roche la plus ancienne du Morvan (5). Il serait d'âge antéhercynien au nord, hercynien au sud (6).

On y décèle la trace d'axes de plissements sud-ouest nord-est au sud d'Avallon, ouest-est près de Sincey-les-Rouvray (7). Redressés presque jusqu'à la verticale au sud-est d'Avallon, leur pendage oscille entre 45° et 70° dans la région d'Epinal. Cette roche, à cause de sa nature originelle schisteuse souvent encore partiellement conservée, se désagrège facilement en une arène bariolée plus argileuse et plus fertile (8) que l'arène granitique (9) :

(1) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 128 et suite.
(2) *Id.*, p. 127.
(3) *Id.*, p. 127.
(4) Remarque déjà partiellement faite par A. Boit : *Ibid.*, p. 16 et par A. Michel-Lévy : Thèse, *passim.*
(5) A. de Lapparent : *La Géol. en C. D. F.*, p. 549-553. Contesté par A. Michel-Lévy, Thèse, p. 270.
(6) A. Demay : *Sur l'âge du métamorph. dans Massif Central*, C. R. A. S., 1937, p. 1489.
(7) A. Michel-Lévy : *Revision Feuille Avallon*, 1928, B. S. C. G. F.
(8) A. Demay : *Id.*
(9) De Lapparent : *Id.* (S). — E. de Martonne : *A. de G.*, 1899. — F. Kraut, 1938, C. R. A. S., p. 443. — J. de Lapparent, 1930, C. R. A. S., p. 1062.



CARTE II. — *Axes tectoniques du Morvan et de sa bordure et localisation des divers types de granits.*

les champs et les prairies se multiplient sur ses pentes douces, ses formes arrondies et même confuses (1).

Les formations gneissiques sont fortement perturbées au voisinage des zones de contact avec le granit, la granulite et au passage des filons de ces roches ainsi que de la microgranulite qui les traverse toutes. Au voisinage de Saulieu, le granit renferme des lentilles et des traces de gneiss. On a toute une gamme de faciès traduite par des noms très voisins : gneiss granitique, gneiss granulitique, granit gneissique. Seul le gneiss injecté de granulite se distingue morphologiquement par des formes moins adoucies, par exemple les pentes de la vallée au niveau du méandre du Serein, au nord-ouest de Thostes.

Les mylonites. — Les mylonites ne constituent pas une variété de roches, mais elles sont le résultat d'un accident qui peut affecter la plupart des roches ci-dessus, en particulier le granit: ce sont des « roches broyées » suivant une étroite bande continue ou interrompue et, de ce fait, moins résistante à l'érosion (2).

Certains (3) ajoutent que les véritables mylonites sont recristallisées après broyage et forment ainsi, au contraire, des charnières de grande résistance. Il semble, d'après A. Michel Lévy (4) que l'on trouve dans le Morvan ces deux formes : vraies mylonites (recristallisées), vers la Petite-Verrière, roches broyées seulement le long des vallées de la Cure et de l'Yonne. Pour ma part, j'ai vu de telles roches broyées, s'effritant facilement, au nord de Montsauche, à l'est d'Ouroux et aux environs de Fachin. Dans le Morvan, les mylonites sont très localisées, rien de comparable aux grandes zones disloquées de l'ouest du Massif Central (5) : cependant, on en voit des alignements nord-sud dans les granits aux environs de Montsauche, sur les bords de la vallée de l'Yonne, dans les rhyolites et leurs tufs au sud d'Arleuf, dans les gneiss sur le rebord sud du Synclinal houiller de Sincey-les-Rouvray. Or, les roches broyées, outre quelles portent atteinte à la résistance de la roche et en favorisent l'attaque par les agents d'érosion, « jalonnent (sans doute) des contacts anormaux et des plis-failles (6) »; ils servent donc à repérer des dislocations qui ont affecté le socle ancien, dislocations autrement bien souvent impossibles à déceler quand l'escarpement produit a été nivelé. Les

(1) O. Barré : *Architecture...*, p. 311. — C. Vélain, R. Bréon, Péron : *Congrès Soc. géol.*, 1878.
(2) E. Raguin : *Au sujet de divers genres de mylonites...*, B. S. C. G. F., 1925. — L. de Launay : *La Zone granul. de Millevaches...*, 1932, B. S. C. G. F.
(3) Opinions de J. Bourcart et de A. Michel-Lévy (discussions orales).
(4) A. Michel-Lévy : *Quelques observations sur formations prim. du Morvan*, 1930. — J. Durand : *C. R. A. S.*, 1932, p. 613.
(5) *Cartes géol. Château-Chinon*, 2e éd. et A. Michel-Lévy : *Revision Feuille Avallon et Château-Chinon*, 1926-1927, 1923-1924, B. S. C. G. F.
(6) E. Raguin : *Probl. tect. dans les terrains crist. du Centre Fr.*, 1930, B. S. G. F., p. 51.

mylonites vraies ont exactement le même rôle quant au repérage des accidents tectoniques mais elles ont plutôt tendance à durcir la roche encaissante : ainsi, la vallée de l'Yonne ou la Cure au nord de Montsauche ont été dirigées par des cassures que seules les mylonites accompagnées de quelques escarpements permettent actuellement de repérer.

2. Les terrains sédimentaires.

A. — Primaires.

On trouve dans la région deux sortes de terrains primaires : les rares lambeaux antérieurs au Permien, qui sont conservés sur le massif et appartiennent pour ainsi dire au socle, et les plus récents, conservés dans des lieux effondrés que l'on peut considérer comme appartenant à la couverture.

Les terrains sédimentaires primaires conservés sur le massif sont très rares : ils ont complètement disparu de toute la région située au nord de Moux à l'est et de Vauclaix à l'ouest, sauf aux environs de Sincey-les-Rouvray. Au sud de ces deux points, ils ont été conservés surtout en deux bandes sensiblement sud-ouest-nord-est, autour de Ménessaire et entre Saint-Honoré-les-Bains et Barnay-Dessous. Ces deux bandes correspondent en effet au fond des synclinaux hercyniens. Or, même là, on trouve ces roches surtout sous forme de terrains métamorphisés, quand elles sont antérieures au Viséen (1), interstratifiées avec des épanchements volcaniques ou transpercées de nombreux filons jusqu'au Permien et même au Trias (2).

Les terrains les plus anciens ont été les plus transformés; ils appartiennent au *Dévonien supérieur* et comprennent des calcaires du *Frasnien*, presque complètement digérés par le granit et représentés sans doute maintenant seulement par les diorites (3) des environs de Château-Chinon, Anost et Cussy, ou par le pointement de marbre cristallin au sud du Preneley (4).

Au-dessus viennent les schistes du *Fammenien*, fins et durs; décomposés, ils deviennent argileux; leur sommet est lardé de coulées de tufs albitophyriques et d'albitophyres (5) également très durs. Cette émission d'albitophyres ou dacites sodiques

(1) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 136, 219.
(2) A. Michel-Lévy : *Quelques observations sur les formations primaires du nord du Morvan*, livre jubilaire Soc. géol. de France, II, 513, 1930.
(3) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 132-237.
(4) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 109-110. — A. Boit : *Ibid.*, p. 18.
(5) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 5. — A. Boit : *Ibid.*, p. 18.

correspond à la période de plus grande activité volcanique de la fin de l'ère primaire (1), et elle coïncide avec une période de retrait de la mer, car le sommet du Fammenien est formé d'arkose (2). Les schistes maclifères qui forment une longue traînée de la Loire à l'Alène (entre Avrée et Luzy) (3), les affleurements réduits d'albitophyres ou de roches amphiboliques qui apparaissent au voisinage des diorites frasniennes dans le sud du Morvan (4), les quelques lambeaux schisteux tour à tour intacts et métamorphisés des alentours de Château-Chinon (5) représentent les éléments de cet étage qui termine le Dévonien.

Le carbonifère inférieur commence dans le Morvan, avec le *Tournaisien*, nettement transgressif comme le prouvent les arkoses et les poudingues en bancs importants et constants qui en forment la base, par exemple à Savigny, au Beuvray (6). Au-dessus, se sont déposés des schistes-gréseux traversés par des filons ou recouverts par des coulées d'orthophyres, ainsi à l'ouest de Barle-Régulier (7); tantôt le métamorphisme les a atteints et complètement transformés : ainsi ceux du Château de Veau, au nord-ouest de Luzy, qui ressemblent maintenant presque au granit (8), tantôt au contraire on les trouve encore intacts, comme près de Vouchot à l'est-nord-est de Château-Chinon (9). Cet étage est bien caractérisé depuis le sud de l'Alène jusqu'au nord de Saint-Prix où il forme un faisceau de bandes sud-sud-ouest nord-nord-est, et depuis Moulins-Engilbert, Château-Chinon jusqu'aux abords occidentaux d'Arnay-le-Duc : là c'est un ensemble presque ouest-est constitué par des lambeaux isolés à l'ouest, un affleurement plus continu, à l'est; enfin, un îlot isolé existe encore au nord de Montreuillon.

Au-dessus du Tournaisien, apparaissent les calcaires et les « schistes plus ou moins anthracifères (10) » du *Viséen*. Les calcaires ne sont représentés que par les petits gisements de roche dure, bleu-noir, à grain fin de l'Huis-Prunelle et de Cussy-en-Morvan. On trouve, par contre, de la même époque toute une série de tufs orthophyriques à la Vieille-Montagne et microgranulitiques au nord-est d'Avrée, et en deux longues bandes de

(1) A. Michel-Lévy : *Les Éruptions dacitiques et rhyolitiques de la fin des temps primaires dans le Morvan*, Bull. volcanologique, Naples, 1939.
(2) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 6.
(3) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 83.
(4) A. Michel-Lévy : Thèse, *passim*.
(5) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 125 et suite.
(6) P. Lemoine et A. Michel-Lévy : *Revision des Feuilles Château-Chinon et Autun*, B. S. C. G. F., 1906, p. 71-73.
(7) A. Michel-Lévy : *Éruptions dacitiques...*, Naples; Thèse, p. 8.
(8) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 81.
(9) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 128.
(10) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 7.

Saint-Honoré à l'est de Barnay-Dessous et de l'est de Château-Chinon au sud de Bar-le-Régulier (1).

Enfin, après la lacune du *Westphalien*, les couches du *Stéphanien* se sont déposées sur le massif où elles apparaissent encore en discordance, sous forme d'affleurements lenticulaires correspondant par exemple, dans la région de Montreuillon, à des schistes très peu anthracifères pris dans des coulées de rhyolites contemporaines (2). On voit les mêmes traces d'épanchement rhyolitiques, mais moins épaisses près du Stéphanien de Ménessaire et de Sincey-les-Rouvray.

A Sincey, c'est un vrai bassin, étroit (100 à 590 m.), allongé est-ouest sur 25 km. qui fut exploité. Des veines anthracifères, très riches en graphites, s'intercalent dans des schistes et des poudingues très redressés, sur une profondeur de 200 m. Ces couches constituent la pointe d'un synclinal dont le flanc sud a été détruit : elles forment « les restes d'une racine de nappe post-stéphanienne (3) » et correspondent à certains plissements est-ouest des gneiss. Elles sont encaissées « entre des murs de rhyolites de 4 à 5 m. d'épaisseur (4) », et sont bordées au sud et à chaque extrémité par des mylonites.

Mais, alors que sur le massif se sont seulement des restes exceptionnels et fragmentaires de terrains primaires qui subsistent et qu'ils ne déterminent pas de modifications particulières du relief, il en va tout différemment dans le bassin d'Autun. Là se sont empilés et conservés sur une grande épaisseur les sédiments du *Houiller* et du *Permien;* contrairement aux terrains primaires plus anciens du socle, ils sont à peine plissés. Actuellement affleure au sud et à l'est, le Houiller d'Epinac du Stéphanien moyen, épais de 50 à 100 m.; constitué de schistes avec couches de houille exploitées, traversé par une couche moyenne stérile, il plonge rapidement jusqu'à 373 m. et disparaît au niveau du méridien de Diney (5); le Permien inférieur affleure à l'est d'Autun et sur les collines qui encadrent la Drée et le Ternin; c'est un étage détritique de 200 à 400 m. d'épaisseur qui repose en discordance soit directement sur le socle anté-houiller, soit sur le Houiller moyen : le Houiller supérieur semble bien manquer dans le bas-

(1) A. Michel-Lévy : Thèse, *passim.* et *Carte géol. Château-Chinon au 1/80.000*, 2e éd.

(2) A. Boit : *Ibid.*, p. 15. — A. Michel-Lévy : *Quelques observat. sur les terrains primaires*, B. S. G. F., 1930; *Terrain houiller des environs de Montreuillon*, B. S. G. F.

(3) A. Michel-Lévy : *Revision Feuille Avallon*, B. S. C. G. F., 1927, p. 43-46, au 1/80.000, 1928, p. 53.

(4) A. Boit : *Ibid.*, p. 20.

(5) Delafond : *Sur les terrains porphyriques houiller et permien de l'Autunois*, B. S. G. F., 1876, p. 724-729. — P. Pruvost : *Rapport pour la Société des schistes bitumineux d'Autun*, 1942. (Communiqué par la Société.)

sin d'Autun (1). Les dépôts permiens comprennent un anneau de grès et de poudingues à l'est et au sud-est, un anneau de veines de charbon, enfin une zone septentrionale et occidentale comprenant des boues fines qui constituent les fameux schistes bitumineux d'Autun, épais d'environ 1.000 m. Au sommet s'étend une couche de Boghead, autrefois exploitée, constituée par des algues microscopiques analogues à certaines algues des lacs russes actuels (2).

Enfin, la carte géologique (2e édition) feuille Château-Chinon indique un affleurement de Saxonien, à l'ouest et à l'est de Curgy, constitué par des grès rouges épais d'environ 200 m. et appartenant au Permien supérieur (3).

Quelle est, du point de vue morphologique, l'importance de ces terrains primaires? Elle se marque de façon très différente, suivant que l'on considère le socle ou le bassin d'Autun. Sur le socle, les roches ne sont plus que des lambeaux, souvent en grande partie métamorphisés; elles n'influent donc pas directement sur les formes du paysage, mais elles ont plusieurs actions possibles sur la désagrégation de la roche sous-jacente surtout quand celle-ci est du granit. En effet, comme l'a remarqué A. Michel-Lévy, le granit a souvent digéré incomplètement la roche primaire : il est alors schisteux, inhomogène, très riche en éléments basiques, particulièrement perméable et, par conséquent, attaquable par la décomposition chimique et la désagrégation mécanique (4) (ainsi sur la route de Château-Chinon à Arleuf).

Dans d'autres régions où les couches calcaires primaires recouvraient la roche cristalline, leur perméabilité a permis aux eaux de s'infiltrer et de constituer une nappe au contact du cristallin : la permanence de l'humidité a pu contribuer à accélérer la décomposition de la roche.

Au contraire, dans le bassin d'Autun, c'est le Permien qui a l'influence morphologique la plus nette (5), sauf dans la partie centrale noyée sous le Pliocène. Les collines de Curgy, en particulier, font ressortir l'influence de certains bancs locaux de grès et de schistes durs, alors que la topographie généralement adoucie des ondulations à l'est de Tavernay ou à l'ouest de Monthelot est caractéristique de l'ensemble détritique du Permien inférieur.

(1) F. Delafond : *Le Terrain houiller sur les pourtours du Morvan*, B. S. G. F., 1920.
(2) M. Zalessky et P. Bertrand : *Usine des Thélots* : art. de la Revue pétrolifère du 29 octobre 1937.
(3) Delafond : *Ibid.*, B. S. G. F., 1876, nie la présence de Permien supérieur ailleurs que dans la région de Blanzy et du Creusot.
(4) L. Goron : *La Barguillière*, R. G. Pyr. et S.-O., 1931, p. 59-94.
(5) O. Barré : *L'Architecture du sol de la France*, Paris, 1903, p. 311.

B. — Secondaires

Le Trias. — C'est l'apparition du Trias qui marque autour du Morvan le début de l'ère secondaire.

Le Trias se présente avec plusieurs faciès car il a débuté en régime continental avec passage progressif au régime lagunaire, puis marin, comme le montre l'étude des différents dépôts : les arkoses représentent le terme le plus ancien; elles sont constituées par des éléments cristallins grossiers recimentés par une pâte siliceuse. C'est une formation continentale : les venues siliceuses de l'époque triasique (1) ont rassemblé en une véritable croûte les arènes cristallines antérieures.

Au voisinage d'Avallon et d'Antully, à l'est d'Autun, le Trias a ce faciès : on passe insensiblement de la roche en place aux arkoses qui, parfois, occupent des sortes de poches. A la même époque ou un peu plus tard se sont formés dans des lagunes des grès grossiers rougeâtres et des argiles bigarrées, parfois pénétrés par de la silice (2). C'est à ce moment que les dépôts triasiques ont atteint les régions situées à l'ouest du Morvan : les bords de la Loire et le massif de Saint Saulge; on trouve les mêmes faciès dans la région de Semur et au nord du bassin d'Autun. Ces grès et argiles sont recouverts de marnes rouges avec traînées vertes et violacées : ce sont les marnes irisées qui marquent, sans doute, un passage aux phénomènes marins et que troublent encore les phénomènes siliceux; elles présentent des traces gypseuses : elles arrivent de toutes parts jusqu'au bord même du Massif, et parfois le dépassent, ainsi au sud d'Avallon et à l'ouest de l'Arroux. Mais le Trias s'est étendu autrefois plus loin à l'intérieur comme le prouvent les restes caractéristiques trouvés par A. Boit (3) à la Maladrerie, près de Lormes, dans les bois des Grands-Vernets à la cote 470, au voisinage de la Pierre-qui-Vire, et les arkoses (cristaux de quarts roulés, mica noir altéré, feldspath très altéré dont les cristaux semblent rongés sur les bords : recimentés par de petits cristaux de silice entourant le quartz) trouvées par moi-même au nord de Saint-Brisson, à l'est de Dun-les-Places et au nord de Gien-sur-Cure.

Le Trias a aussi mordu sur le Morvan au nord-ouest et autour de Moulins-Engilbert où on en voit encore à certains endroits des placages remaniés sur le cristallin; au contraire, presque partout ailleurs, que ce soit dans l'est ou à Saint-Brisson, le Lias repose

(1) A. Michel-Lévy : *Quelques observations sur les formations primaires... Ibid.*, p. 513.

(2) J.-J. Collenot : *Description géologique de l'Auxois*, Semur, 1873, p. 80. — Ch. Vélain : *Terrains stratifiés et failles qui enveloppent le Morvan*, B. S. G. F., 1878, p. 766.

(3) A. Boit : *Ibid.*, p. 22.

directement sur les roches anciennes. Les couches vont en s'épaississant quand on s'éloigne de la bosse morvandelle (1) 4. m. 50 à Pouilly, 14 m. à Mémont, 66 m. à Blaisy. Si on considère les altitudes actuelles de la base du Trias dans la région considérée, on la trouve à des hauteurs très variables (2) et qui diffèrent sensiblement de celles de l'époque des dépôts que l'on peut rétablir approximativement grâce aux faciès et aux épaisseurs des terrains.

Le Lias. — Le Rhétien est le second étage que l'on rencontre tantôt concordant sur les marnes irisées à Semur et sur le plateau de Thoste, tantôt directement sur le socle des terrains anciens (dans la vallée de l'Armançon, aux environs de Normier). A vrai dire, le Rhétien pose un délicat problème : constitué par des arkoses grossières qui témoignent de la persistance de l'érosion dans des régions voisines, recouvertes de grès blancs ou roux, plus ou moins fins, parfois couronnées de marnes (3), c'est le premier terrain secondaire franchement marin de la région (4), il est très peu épais (5) : 1 m. 50 à 3 m., et souvent n'existe pas entre le Trias et le Lias proprement dit. Les géologues ont beaucoup hésité tant sur sa classification — faut-il y voir un étage du Trias avec J.-J. Collenot (6) et Terquem (7)?, ou bien, plus vraisemblablement de l'infra-Lias avec Oppel (8), J. Martin (9), E. de Beaumont (10), A. Michel-Lévy et Ch. Vélain (11)? — que sur l'extension primitive de ses dépôts : J. Martin les arrête au Serein, P. Lemoine (12) sensiblement au même point que le Trias, Chaput (13), enfin, n'exclut pas la possibilité d'une large extension sur le Morvan... Discussion un peu vaine si l'on songe que, malgré les efforts plus récents de P. Bonnet (14) et de Chaput, on n'est pas encore très bien arrivé à distinguer le Rhétien des dépôts triasiques ou liasiques qui l'encadrent (15).

Avec *l'Hettangien*, on atteint les terrains liasiques. Cet étage pré-

(1) J.-J. Collenot : *Ibid.*, p. 87.
(2) Cf. chapitre suivant.
(3) A. Boit : *Ibid.*, p. 25.
(4) J.-J. Collenot : *Ibid.*, p. 108 ss.
(5) J.-J. Collenot : *Rectification à la description géol. de l'Auxois*, B. S. S. N., Semur, 1875.
(6) J.-J. Collenot : *Descript. géol. Auxois. Ibid.*
(7) Terquem : *Mémoires sur les Foraminifères du Lias*, Metz, 1863-1864-1865.
(8) M. Oppel : *Formation du Jurassique français, anglais et allemand.*
(9) J. Martin : *Zone à Avicula contorta ou étage Rhétien*, Mém. Acad. des Sciences, Lettres et Arts de Dijon, 1863.
(10) E. de Beaumont : *Notice sur les systèmes de montagnes*, 1848.
(11) A. Michel-Lévy et Ch. Vélain : *Note sur les lambeaux de Lias surélevés du Morvan*, B. S. G. F., 1878, p. 901.
(12) P. Lemoine : *Géologie du Bassin Parisien*, 1911, p. 59.
(13) Chaput : *Observations géologiques sur la mont. de Bar*, Dijon, 1922.
(14) P. Bonnet : *Relation entre le Trias et le Rhétien de l'Avallonnais et de l'Auxois*, A. F. A. S., Grenoble, 1925, p. 313.
(15) On peut cependant noter que L. Collot (*Feuille de Dijon au 1/320.000*, B. S. C. G. F., 1906, p. 56) a cherché de l'infralias sur toutes les hauteurs de l'est du Morvan, sans résultat sauf à Savilly.

sente deux horizons également caractéristiques : le niveau inférieur est une lumachelle à caractère nettement côtier; elle s'est avancée en transgression, pour la première fois, assez loin dans l'intérieur du massif : jusqu'à Saint-Agnan au moins au nord et jusqu'au delà du bois des Vignolles à l'est (1). Ces dépôts transgressifs sont constitués (2) par des argiles bleutées, avec veines rubéfiées, renfermant de nombreux grains de quartz et de gros galets de roches éruptives; dans ces argiles sont intercalées de minces plaquettes de calcaires gris qui constituent une vraie couche intermédiaire. Sur la bordure du massif, la lumachelle va s'épaississant (6-7 m.) et peut se présenter soit sous forme de grès très fins (Auxois), soit sous forme de dépôts ferrugineux (plateau de Thostes) ou silicifiés, ce qui la rend extrêmement résistante et a permis sa conservation sur les sommets de plus de 600 m. des environs de Saint-Agnan; elle est aussi silicifiée à plusieurs endroits le long des rives du Serein et sur une partie du plateau de Thostes.

Le niveau supérieur de l'Hettangien est constitué par un calcaire brun jaunâtre appelé « foie de veau », très peu épais (2 à 3 m. dans la Terre Plaine), il ne semble pas être transgressif mais repose régulièrement sur la lumachelle : certains auteurs en font un étage régressif (3), d'autres pensent qu'il s'est déposé dans un milieu parfaitement calme (4).

Deux problèmes se posent à propos de l'Hettangien, problèmes qui, du reste, s'étendent aux étages voisins : celui de la silicification et celui de l'extension des couches secondaires sur le vieux Massif. *La silicification* ne nous intéresse pas pétrographiquement; nous constatons seulement les transformations qu'elle fait subir à la roche (5).

	Lumachelle calcaire	*Lumachelle de Thostes fer + silice*
CO^3CA.	30,25 %	3,33 %
Fe.	25 %	50 %
Si.	2,49 %	13,25 %

Dans certains cas, la proportion de fer peut même atteindre 67 % et celle du silice 22 %. Cette transformation interne de la roche s'accompagne de modifications externes : dérangement

(1) J'ai identifié comme dépôt de l'Hettangien remanié et coulé sur une pente le limon marqué « A » sur la *Feuille géologique de Château-Chinon au 1/80.000*, près de Bornoux sur les bords de la Cure.

(2) *C. R. Excursions Soc. géol.*, Semur, 1879 et excursions notamment aux gisem. environs de Saint-Brisson et d'Alligny-en-Morvan.

(3) Ch. Vélain : *Terrains stratifiés et failles qui enveloppent le Morvan*, B. S. G. F., 1878, p. 766.

(4) J.-J. Collenot : *Descrip. géol. de l'Auxois*, C. R. dans B. S. G. F., 1878, p. 223 et ss.

(5) J.-J. Collenot : *Ibid.* — A. Evrard : *Le Plateau de Thostes et ses mines de fer*, 1867.

des strates transformées, diminution d'épaisseur (1 m. 80 à 0 m. 60 pour la lumachelle de Thostes). Enfin, les couches silicifiées sont séparées par des couches normales (à Pontaubert, aux Pannats...). On a voulu expliquer cette silicification par des émissions liquides de fer et de silice venues au jour par failles (1), mais Collenot lui-même avoue qu'il n'a rien vu qui soit susceptible d'appuyer cette hypothèse et P. Lemoine (2) mentionne les phénomènes qui affectent le lias en notant qu'ils paraissent même indépendants des accidents tectoniques; enfin, à propos des origines de la silice L. Cayeux (3) précise que, dans des milliers d'exploitations, on n'a jamais trouvé de cheminée pour la sortie des eaux thermales siliceuses. Il faut donc chercher une autre explication. Or, nous sommes au début d'une période transgressive, dans une zone littorale, et le climat qui règne alors en ces lieux est un climat tropical, à la limite du désert (4) : les températures sont élevées, les pluies, plus ou moins abondantes, tombent en une seule saison, l'évaporation est intense (5) : c'est le climat même que divers auteurs rendent responsable de la meuliérisation ou de la silicification dans d'autres régions (6). Je pense donc qu'on peut esquisser ainsi l'explication du phénomène constaté : des oscillations peu importantes du niveau des mers découvrant et recouvrant tour à tour leur rivage ou certains hauts-fonds; des espaces constitués par des roches calcaires fraîchement déposées, ainsi livrés à l'érosion sous un climat aride furent silicifiés, puis fossilisés sous d'autres dépôts. Cette hypothèse est appuyée par les trois remarques suivantes : Collenot indique que le calcaire à gryphées contenant des fossiles s'est bien déposé à l'état de calcaire et a été transformé par la suite; A. Boit note que, « lorsque l'Hettangien est silicifié, le foie de veau manque et la lumachelle est directement recouverte par le Sinémurien également silicifié ». Enfin, l'examen de plaques minces de calcaire silicifié montre une introduction de la silice postérieure à la sédimentation mais non totale : des noyaux calcaires subsistent encore parmi la silice (7).

Ces oscillations marines sont à retenir; elles sont, d'autre part, confirmées par les changements de faciès qui se succèdent tout au long des dépôts liasiques et nous verrons ultérieurement

(1) J.-J. Collenot : *Ibid.*, p. 250. — A. Evrard : *Ibid.*, p. 28.
(2) P. Lemoine : *Géologie du Bassin Parisien*, p. 64.
(3) L. Cayeux : *Les Roches sédimentaires de France : roches siliceuses*, 1929, 774 p.
(4) H. Baulig : *Le Plateau central*, Thèse, *passim*.
(5) H. Schœller : *Étude sur le Sidérolithique du Lot...*, B. S. G. F., 1941, p. 1.
(6) E. F. Gauthier : *Le Sahara*, Paris, 1928, p. 60. — A. Cholley : p. 18 : *Surfaces meuliérisées dans la région parisienne*, Congrès international de Géogr., Amsterdam, 1938. — M. Auzel : *Premiers résultats d'une étude des meulières du Bassin de Paris*, Rev. de Géogr. phys. et géol. dyn., 1936.
(7) Examen de Mlle Auzel.

les conclusions que l'on peut en tirer pour l'extension des terrains secondaires sur le massif ancien.

Le Sinémurien est formé de bancs calcaires marneux gris-bleu intercalés dans des couches de marnes grises; il est pétri de nombreux fossiles, notamment de gryphées arquées. Il ne repose jamais, dans l'état actuel, directement sur le socle ancien, mais toujours sur l'Hettangien soit complet, soit représenté par la lumachelle. On le trouve encore en des points avancés sur le massif : ainsi à la Vente Italienne au nord-est de Saint-Brisson, nous en avons aussi déterminé un mince placage au-dessus du gisement d'Hettangien des Plaines, au nord-est d'Alligny. Il atteint, en général, encore 7 à 8 m. d'épaisseur dans les affleurements nombreux de la corne nord-est du Morvan, puis il s'épaississait jusqu'à 25-30 m. en Terre-Plaine en même temps que s'accentue le faciès argileux; il atteint 20 m. à l'ouest du massif, avec prédominance, à l'ouest de l'Yonne, de bancs de calcaires importants; vers l'est, au contraire, il ne dépasse pas 10 ou 15 m. et conserve le faciès alterné typique. En de nombreux points il est silicifié : sur les sommets du Morvan (ce qui l'a durci et lui a permis de se conserver), à Antully, dans le bassin d'Autun, sur les bords du Serein, de la Cure inférieure... Quand il est silicifié, il n'en reste plus que les zones inférieures et moyennes (1) (et encore cette dernière, incomplète) : ce qui appuie notre hypothèse.

S'est-il, comme le suppose A. Boit, largement étendu sur le Morvan? Question géologiquement délicate à trancher avant d'avoir essayé de déterminer l'aspect de la surface sur laquelle progressaient les mers responsables des dépôts liasiques. Cependant, on peut déjà remarquer que Collenot qui a étudié à fond tous les terrains voisins du Morvan parle de la « nature côtière » du Sinémurien; l'hypothèse que nous avons faite sur les phénomènes de silicification s'appuie sur des oscillations marines découvrant les couches et donc incompatibles avec de grandes profondeurs; enfin l'érosion accidentelle du Sinémurien supérieur sous les dépôts du Charmouthien a la même signification (2).

C'est par un approfondissement certain des mers secondaires que débute *le Charmouthien* qui est très épais : 100 m. à Venarey en Auxois; 50 m. à Etaule près d'Avallon. Il se divise en trois assises très constantes (3) : un calcaire homogène et fin, marneux, très fossilifère, souvent mêlé de marnes noirâtres ou gris-bleu, le calcaire à ciment de Venarey (10 m); des marnes épaisses (60 m.) presque azoïques, dont l'importance pour la profondeur du déblaiement de la Terre-Plaine a dû être considérable; enfin, au sommet, un autre banc de calcaire jaunâtre, à grain grossier,

(1) J.-J. Collenot : *Ibid.*, p. 223 et ss.
(2) Cf. ch. III.
(3) A. Boit : *Op. cit.*, p. 30.

de 15 m. environ, absolument pétri de fossiles, surtout de grandes gryphées. Cette dernière formation marque un retrait de la mer (1) (grossièreté du grain, accumulation des fossiles (2) caractéristique d'une zone de rivage); son importance morphologique est très grande : c'est ce calcaire, en effet, qui forme le premier talus, au centre de la Terre-Plaine, en avant de la côte jurassique.

Il semble donc, d'après les variations de faciès de cette couche, que le Charmouthien inférieur se soit étendu plus loin qu'aucune autre roche avant lui sur la surface du massif. L'a-t-il recouverte totalement? Les restes actuels localisés à la périphérie ne peuvent donner aucune indication; les recherches systématiques faites sur le Morvan par A. Boit pour le bassin de l'Yonne, par Collot pour la partie orientale et par nous-même sur l'ensemble du massif sont restées vaines. Nous verrons plus loin ce qu'on peut penser de certains dépôts superficiels trouvés sur les hauteurs.

Le Toarcien et *l'Aalénien* représentent le Lias supérieur. Leur dépôt a été marqué par un balancement marin : le début du Toarcien, formé de marnes grises, schisteuses, à passage local calcaire (3) a été élaboré en mers peu profondes puisqu'on y a découvert des restes de sauriens, notamment près de Sainte-Colombe. Vers l'est et surtout en Auxois, « la forme accuse un caractère moins néritique (4) ». C'est du reste un fait constant pendant tout le Lias que cet approfondissement des faciès dans l'Auxois central.

Sur les bords de la Terre-Plaine, après un passage légèrement moins néritique au Toarcien supérieur, les marnes de l'Aalénien marquent un retour vers l'émersion et le Lias supérieur présente un régime franchement littoral (5). A l'ouest et à l'est du Morvan l'Aalénien manque même totalement mais quand on s'éloigne du massif, au contraire, on rencontre la série complète avec des épaisseurs de plus en plus considérables : 70 m. à l'ouest, 40 m. à l'est; alors qu'elle n'atteint que 20 à 25 m. à Vassy, 35 m. à Sainte-Colombe.

Cette émersion locale termine les terrains liasiques.

Le Jurassique. — Avec les terrains jurassiques nous nous éloignons définitivement du Morvan : seule la butte de Bar porte jusqu'à 555 m. son couronnement de calcaire à entroques sur les pentes mêmes du vieux massif; l'existence de ce lambeau à cette altitude a, du reste, suggéré bien des hypothèses sur l'extension

(1) P. Bonnet : *Observ. sur les terrains liasiques de l'Avallonnais et de l'Auxois : variations de faciès et conséquences pratiques*, B. S. des Sciences Yonne, 1925.
(2) Carrière au nord-ouest d'Island.
(3) Carrière au nord de Tharoiseau.
(4) Notice *Feuille géol. au 1/80.000 d'Avallon* (2e édition).
(5) P. Bonnet : *Ibid.*

ancienne de la couverture sédimentaire du Morvan (1). Nous verrons plus loin ce qu'il faut en penser.

Le Bajocien, ce premier étage jurassique, comprend de bas en haut des calcaires jaunâtres (40 m.) avec brèches à entroques locales et vers le sommet les premières apparitions de polypiers; au-dessus, des calcaires très fossilifères, grumeleux au nord du Morvan et devenant finement oolithiques vers Sermizelles (6 m.) dominés par des marnes et des calcaires marneux (10 m.). L'étage existe en entier tout autour du massif. Il forme le talus des côtes qui bordent la Terre-Plaine, le sommet de la plupart des buttes de l'Auxois, et apparaît sur le flanc des vallées du Bazois. La présence locale de polypiers indique un climat chaud et des eaux peu profondes; d'autre part dans la région de la Montagne sa surface est durcie, profondément ravinée, et le sommet de l'étage manque : à ce moment encore la mer était instable.

Le Bathonien est représenté par de puissantes assises calcaires couronnant d'une corniche la plupart des plateaux qui entourent le vieux massif. Il ne semble pas, sur les bords de la Terre-Plaine, y avoir eu de hiatus entre Bajocien et Bathonien. Aux calcaires oolithiques (40 m.) du Bathonien inférieur succèdent des bancs épais de calcaires compacts, puis des assises marneuses redevenant oolithiques (90-100 m.). Quand on considère la vallée du Serein, on s'aperçoit que des traces de calcaires à polypiers se trouvent sur les bords; or, l'existence de polypiers donne du point de vue de la profondeur et de la température de la mer des indications très précises (2) : « A plus de 37 m. de profondeur, les espèces coralliennes actuelles peuvent encore exister, mais deviennent incapables de s'associer pour constituer des récifs. »

Il apparaît donc qu'il existait à ce moment-là une cuvette au nord-ouest du Morvan où les terrains bathoniens atteignent l'épaisseur considérable de 200 m. (3); à l'est, au contraire, et surtout au nord-est (4) les calcaires renferment des polypiers, des cailloux roulés et présentent un faciès littoral. Ces remarques inclinent à penser que la surface sur laquelle s'entassaient les dépôts jurassiques était inégale, et nous verrons plus loin qu'il faut ajouter que des déformations se sont produites à cette époque même (5).

Du point de vue morphologique, l'importance des calcaires bathoniens est très accusée : ils forment la surface de la plus grande partie des plateaux au nord du Morvan; leur épaisseur et leur homogénéité expliquent la profondeur et le développement des vallées sèches dans cette région.

(1) E. Chaput : *Observations géol. sur la Montagne de Bar*, Acad. des Arts, Sciences et Lettres de Dijon, 1922, p. 8. — A. Boit : *Ibid.*, p. 32.
(2) De Lapparent : *Traité de géologie*, p. 347.
(3) Légende de la *Feuille géologique de Clamecy*.
(4) Légende de la *Feuille géologique de Dijon*.
(5) Cf. G. Chabot : *Les Plateaux du Jura central...*, p. 111.

Les mêmes phénomènes d'émersion partielle se retrouvent au *Callovien*, mais cette fois-ci ils affectent non seulement le nord-est mais même le nord du Morvan (voisinage de la vallée du Serein, sauf l'îlot d'Etivey); les régions nord-ouest et sud-est (1) sont les seules où l'ensemble de l'étage est représenté : il comprend des marnes et des calcaires à débris à la base, des calcaires marneux au sommet. Epais de 10 à 15 m. près de la vallée de la Cure, il atteint 20 à 30 m. quand il est complet. On ne le retrouve guère dans les environs immédiats du Morvan qu'en un mince affleurement sur les versants de l'Yonne et de la Cure.

On entre avec le Callovien dans la période du Jurassique dont les couches n'arrivent plus que fort loin du massif ancien, mais, elles méritent qu'on les étudie par certains caractères de leurs faciès propres à donner des indications sur les mouvements tectoniques contemporains.

L'Oxfordien n'est représenté au nord du Morvan que par des lambeaux de calcaire gris à oolithes ferrugineuses, épais de quelques centimètres et localisés, fait original à ce moment, sur les bords de la vallée du Serein qui avait semblé précédemment émergée.

A l'ouest et à l'est du massif, l'étage est représenté par deux faciès : à la base des calcaires gris ou bruns, parfois discontinus, avec nodules phosphatés; au sommet, des calcaires marneux et des marnes avec une faune très riche et des oolithes ferrugineuses. On voit nettement disparaître cet étage au sud-est de Clamecy, en direction du Morvan : l'Argovien recouvre directement le Callovien.

L'Argovien marque un double changement dans les faciès : la diminution générale de la profondeur des mers jurassiques autour du Morvan et un changement de la répartition des faciès les plus profonds qui se trouvent maintenant à l'est du massif comme le prouvent les études de J. Lambert (2); les marnes à scyphies ont une épaisseur décroissante d'est en ouest, de même pour les calcaires hydrauliques qui les surmontent : 50 m. à l'est, 8 m. dans la vallée du Serein, 0 m. dans celle de la Cure.

On constate à l'ouest du massif, l'apparition de nombreux polypiers constituant une masse de 100 m. sur la rive gauche de l'Yonne et englobant les étages Argovien et Rauracien. En s'éloignant vers l'ouest, les polypiers disparaissent et les faciès marno-calcaires indiquent des eaux plus profondes.

A l'est, au contraire, les polypiers n'apparaissent pas dès l'Argovien qui comprend, comme sur les bords de la Loire, 90 m. de marnes et de calcaires à grain fin.

(1) *Feuille géologique de Château-Chinon.*
(2) J. LAMBERT : *Étude sur le terrain juras. moyen du départ. de l'Yonne*, Auxerre, 1884 (extrait du B. S. S. H. et N. Yonne), p. 107.

Au Rauracien, le phénomène est généralisé et on trouve une couronne de calcaires coralligènes à l'est, au nord-est, au nord et au nord-ouest du vieux massif. Si ces formations se prolongent loin vers l'est, on les voit au contraire disparaître brusquement au nord aux environs de Mailly-la-Ville suivant une ligne est-ouest, et céder la place à des calcaires compacts marneux ou lithographiques (1). Cette limite septentrionale a reculé lentement et irrégulièrement vers le sud pendant toute l'époque corallienne, preuve d'une tendance à l'abaissement relatif du niveau du socle par rapport à celui de la mer.

Au Rauracien, on relève des changements de faciès locaux intéressants : les épaisseurs du Rauracien inférieur traduisent l'existence d'une zone affaissée orientale (calcaires marneux sur 30 m. à l'est, arènifères sur 2 m. à Châtel-Censoir, à polypiers immédiatement à l'ouest de l'Yonne, à faciès calcaréo-marneux de nouveau en Puisaye (2); mais au sommet de l'étage les polypiers font leur apparition et on trouve des traces de stratifications entrecroisées décelant un rivage avec des courants rapides (3); ces tendances persistent au

Séquanien, surtout dans le voisinage de la vallée de l'Armançon (calcaires à polypiers) (4).

Au contraire, à l'ouest du Morvan, les faciès sont beaucoup plus profonds surtout aux approches de la Loire : les calcaires oolithiques ou coralligènes sous la Montagne des Allouettes deviennent marneux sur les bords de la Loire; c'est à Donzy que les calcaires changent brusquement d'allure et que les polypiers disparaissent pour faire place à des calcaires durs pétris de débris d'oursins.

Sur les plateaux situés au nord de la Terre-Plaine, le Séquanien est représenté aux environs de la vallée de la Cure par des placages de calcaires lithographiques, grenus ou coquilliers, formés sans doute aux dépens des roches des étages coralliens inférieurs (5).

Cette formation est située déjà assez loin du massif et nous arrêterons là cette description détaillée des terrains jurassiques, l'épaisseur des couches suivantes (50-60 m. pour les marnes kimmeridjiennes; 25 à 50 m. pour les calcaires plus ou moins homogènes du Portlandien), ne permettant pas d'imaginer qu'elles aient pu s'avancer très loin à l'intérieur de la zone ainsi délimitée.

Le fait remarquable de cette série jurassique c'est donc ses variations locales de faciès qui permettront des conclusions sur

(1) Nous verrons les conclusions que l'on peut tirer de ces phénomènes dans un chapitre suivant.
(2) J. LAMBERT : *Ibid.*, p. 110.
(3) Notice de la *Feuille de Châlon-sur-Saône*.
(4) J. LAMBERT : *Ibid.*, p. 86.
(5) J. LAMBERT : *Ibid.*, p. 11.

l'extension primitive de ces dépôts et aussi sur les mouvements contemporains de cette période de l'ère secondaire (1). On retrouve des variations de faciès tout à fait analogues sur le bord d'autres massifs hercyniens, par exemple dans le Lias et le Jurassique de la bordure est du Massif Armoricain.

Nous venons de décrire les roches essentielles du socle, de la couverture et des bordures du Morvan. Est-ce à dire qu'ils affleurent aussi simplement, aussi nettement et que l'étude géologique de la région se borne à définir leurs rapports?

Non, car sur ces terrains se sont exercé les effets d'une érosion prolongée et variée. On trouve donc à leur surface des lambeaux divers constitués soit par les restes de dépôts crétacés ou tertiaires, soit par des éléments remaniés ou transportés des vieilles formations ci-dessus décrites.

(1) Cotteau : *Aperçu d'ensemble sur la géologie et la paléontologie du département de l'Yonne*, Auxerre, 1859.

II

TECTONIQUE ET STRUCTURE

L'étude détaillée des roches du Morvan et de sa bordure nous a permis de déceler des variations de faciès et d'épaisseur qui traduisent des conditions de dépôts particulières. D'autre part, à une phase de sédimentation succède presque toujours, au bout d'un temps plus ou moins long une phase de mouvement qui se traduit par des plissements, par des failles, ou par d'autres déformations. Il est évident que ces déformations ont eu une action et un résultat différents suivant le matériel rencontré. On peut en effet distinguer : la structure en blocs du vieux massif (où domine l'importance des failles); la structure plissée ou, au moins, ondulée des couches secondaires *(cf. H. T., Pl. I)*; enfin, la structure amorphe des plus récentes formations tertiaires, qui n'ont pas été sensiblement affectées par des déformations en raison de la rareté des mouvements tectoniques importants depuis le Pliocène. La structure du bassin d'Autun est originale et mérite une description particulière qui terminera ce chapitre sur la tectonique.

1. Les déformations.

A. — L'oscillation permanente.

L'étude attentive des faciès sédimentaires des terrains primaires et secondaires situés sur le Morvan et au voisinage du massif permet de mettre en valeur un double phénomène encore peu étudié : la permanence d'un môle surélevé depuis l'époque post-hercynienne, au moins; une oscillation continue qui s'est poursuivie certainement depuis le primaire (Frasnien) jusqu'à la fin du Crétacé; quelques observations permettent même de supposer que cette « respiration » a continué au Tertiaire et peut-être encore à notre époque (1).

L'existence d'un môle de hautes terres est attestée par les variations latérales des faciès, ainsi que par la diminution d'épaisseur des couches quand on s'approche du vieux massif actuel :

(1) A. W. Grabau : *Palaeozoic formations in the light of the pulsation theory*, The National University of Peking, 1936.

Trias	4 m. 50 à Pouilly. 14 m. à Mémont. 66 m. à Blaisy.
Sinémurien	Bord du Morvan : 10 m. Avalonnais : 20-30 m. Nièvre : 80 m.
Aalénien	20-25 m. à Vassy. 35 m. à Sainte-Colombe.
Bajocien	Bord du Morvan : 30 m. Saint-Martin-du-Mont : 60 m.

Quant aux variations de faciès latéraux, il suffit de regarder un croquis fait par des géologues qui ont étudié les terrains de la bordure du massif (1) : on voit les calcaires grossiers ou coralliens devenir marneux à quelque distance de ce que Lambert a appelé l' « île morvandelle (2) ».

C'est également d'une étude attentive des variations de faciès non plus latéralement cette fois-ci, mais verticalement, et des surfaces de transgression, ainsi que des traces de discordances, que nous avons tiré les arguments permettant de conclure à une série d'oscillations respectives du niveau des terres et des mers pendant une période très longue. Cette oscillation s'est, du reste, accompagnée d'un balancement enfonçant alternativement les régions est et ouest du Morvan, par rapport à un « axe de rotation », qui se situerait entre la vallée de l'Yonne et celle du Serein. Nous avons signalé en passant les preuves (accumulation de fossiles, espèces néritiques ou bathyales, trace d'érosion, lacune ou discordance de sédimentation, texture grossière de la roche...) qui permettent des hypothèses très vraisemblables sur la profondeur des mers autour du Morvan (3); nous n'y reviendrons pas, mais nous donnons un tableau récapitulatif depuis le Frasnien (Dévonien supérieur) (4).

(1) Th. Ebray : *Considérations géologiques sur la ligne de partage du Bassin de la Loire et du Bassin de la Seine*, 1859; *Étude géologique sur le département de la Nièvre*, 1858-1864. — J. Lambert : *Étude sur le terrain jurassique moyen de l'Yonne*, 1884.
(2) Cf. aussi la *Description des roches*, 2e partie, ch. I.
(3) Cf. ch. I, *passim*.
(4) En ce qui concerne le Primaire, nous nous référons à l'étude si claire de A. Michel-Lévy : Thèse, conclusion p. 271 ss.

Dépôts	*Mouvements relatifs de la mer par rapport à la terre*	*Faciès*
—	—	—
Frasnien	—	néritique
Famennien	+	bathyal
	—	néritique
Tournaisien inférieur	—	émersion
Tournaisien supérieur. Viséen inférieur	+	néritique
Viséen supérieur	—	émersion
Westphalien	—	premiers mouvements hercyniens
Stéphanien	+ localement	parties émergées
Permien inférieur. Autunien	+ localement	parties bathyales
Saxonien	—	deuxième mouvement hercynien.
Thuringien	—	deuxième mouvement hercynien.
Trias inférieur	—	deuxième mouvement hercynien.
Trias supérieur	+	début de transgression néritique
Rhétien	+	néritique
Hettangien	+	néritique
Sinémurien	=	néritique
Charmouthien	+	bathyal
	—	néritique
Toarcien (1)	—	néritique
	+	bathyal
Aalénien	—	littoral
		émersion
Bajocien	=	néritique
Bathonien (2)	=	néritique
Callovien (3)	=	néritique
		émersion
Oxfordien	—	émersion
Argovien (4) est	+	bathyal
Argovien (4) ouest	—	émersion
Rauracien (5)	—	néritique
Séquanien	—	néritique
Hauterivien	+	bathyal
Barrêmien	—	néritique
Aptien	—	émersion

(1) Pendant le Lias, approfondissement des faciès dans l'Auxois central, donc à l'est du Morvan.
(2) Cuvette au nord-ouest du Morvan.
(3) Représenté seulement au nord-ouest et au sud-est en totalité.
(4) Approfondissement à nouveau à l'est du Morvan.
(5) Le môle morvandiau est esquissé : les faciès s'approfondissent à l'est et à l'ouest, sont néritiques immédiatement autour du massif.

Dépôts	Mouvements relatifs de la mer par rapport à la terre	Faciès
Albien	—	néritique
	+	bathyal
Cénomanien	+	bathyal
Turonien	+	bathyal
Coniacien	+	bathyal
Sénonien	+	bathyal

Là, s'arrêtent les possibilités de donner des arguments certains permettant de prouver la permanence des oscillations.

Tel qu'il est établi ce tableau permet de voir la fréquence des mouvements relatifs de la terre et de la mer; l'importance considérable des faciès néritiques au voisinage du Morvan (et surtout de sa partie septentrionale sur les bords de laquelle ont été particulièrement étudiés les couches sédimentaires); enfin, les observations faites en notes indiquent le balancement du massif à peu près autour du pivot de la vallée de la Cure : profondeurs en Auxois, puis au nord-ouest, profondeurs à nouveau à l'est et esquisse, dès l'Argovien-Rauracien, du Morvan presque émergé, entouré de faciès marneux de trois côtés.

Ces remarques — rapprochées d'observations analogues, faites sur la bordure orientale du Massif Armoricain, qui accroissent encore leur valeur — permettent deux conclusions générales : elles mettent en valeur le procédé de sédimentation en bordure d'un grand bassin (le Bassin Parisien) et montrent la permanence des accidents du socle hercynien (1) faisant obstacle à l'avancée de mers secondaires; d'autre part n'y a-t-il pas dans le balancement d'est en ouest que nous avons déterminé l'indication d'un type de déformations propres au matériau cristallin? La rigidité de ces éléments, leur présence en masse considérable les empêchent de réagir comme des terrains sédimentaires : il y aurait donc une série de basculements plus ou moins importants de grands ensembles, en rapport avec des forces latérales ou tangentielles ou avec des décrochements verticaux; puis brusquement, après ce premier travail d'ébranlement, une série de fractures, un émiettement des blocs.

On a précisément, dans le Morvan au moins, une trace de cassures énormes, une zone de broyage et de filons de 2 km. de large qui prend le massif en écharpe depuis la Petite-Verrière jusqu'à Pierre-Perthuis sur la vallée moyenne de la Cure et le partage « en deux voussoirs qui ont joué l'un par rapport à

(1) M. Bertrand : *La Continuité des phénomènes de plissement dans le Bassin Parisien*, B. S. G. F., 1892, p. 118.

l'autre (1) ». Or, cette ligne de fractures aboutit sensiblement dans l'axe du Morvan (entre Cure et Serein) et les deux voussoirs qu'elle sépare ont été à leur tour émiettés par d'innombrables failles qui n'ont pas du tout la même importance tectonique.

B. — Les plissements paroxysmaux.

Epoque hercynienne. — De l'étude détaillée des restes de gisements primaires sur le Morvan, les géologues (2) ont conclu qu'ils avaient été plissés et dessinaient une série d'ondulations anticlinales et synclinales s'épanouissant en éventail vers l'ouest et le sud-ouest depuis un point situé au nord-est du massif, sur le rebord du plateau de Langres (3). Ces plissements correspondent à la grande phase hercynienne et sont datés du Westphalien : ils seraient en rapport avec la mise en place du granit (celui-ci est d'âge anté-viséen). Or, c'est immédiatement après le Viséen que se produisirent ces plissements, peut-être provoqués par les changements de volume enregistrés dans les terrains à la suite des phénomènes de métamorphisme (4). Une réplique de ces plissements, beaucoup moins importante, a eu lieu au Permien supérieur et au Trias inférieur : elle correspond à une lacune dans la sédimentation et on trouve, à l'est d'Autun, les arkoses triasiques en discordance de 45° sur les terrains autuniens. Cette tectonique westphalienne consistait en dislocations et en zones de broyage rectilignes, en longues bandes juxtaposant des compartiments distincts : elle aurait rejoué jusqu'au Tertiaire (5). Elle est responsable, dans le Morvan, d'une série de cassures souvent accompagnées de roches broyées, mais qui ne comportaient pas toutes sans doute des dénivellations analogues à ce que nous appelons « escarpement de faille » : c'étaient de simples fractures d'une roche massive soumise à des poussées tangentielles considérables, déterminant peut-être des frictions latérales. Aussi ces fractures sont-elles obliques par rapport à la direction varisque des plis (et non parallèles comme ce serait le cas si l'on avait à faire à des plis faillés dans une structure sédimentaire); les directions de ces accidents sont essentiellement nord-est-

(1) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 269.
(2) C. Depéret : *Origine du Plateau Central*, A. de G., 1893, p. 369. — Lemoine et Rouyer : *Sur l'allure des plis et des failles dans la Basse-Bourgogne*, B. S. G. F., 1904, p. 561. — A. Michel-Lévy : *Ibid., passim.* — A. Boit : *Bassin de l'Yonne*, p. 30 et 53.
(3) A. Boit : *Ibid.*, p. 82.
(4) Cf. C. Gaillard : *La Formation du granit et les plissements de l'écorce terrestre*, A. F. A. S., Compte rendu du LV^{e} Congrès de Nancy, 1931, p. 212. — R. Perrin : *Métamorphisme et plissement*, C. R. A. S., 1937, p. 368.
(5) L. de Launay : *La Zone granulitique de Millevaches*, B. S. C. G. F., 1932, 73 p.

sud-ouest, passant à nord-nord-est sud-sud-ouest, — nord-ouest-sud-est et nord-nord-ouest sud-sud-ouest, — enfin nord-sud et est-ouest. Il est du reste probable qu'ils ne se sont pas formés simultanément, on en a des traces dès le Famennien, accompagnées d'albitophyres (1). La microgranulite westphalienne en jalonne beaucoup de toutes directions; ensuite les plus anciennes sont les cassures nord-est-sud-ouest qui sont fréquemment emplies par des filons de rhyolites du Stéphanien, puis les Lamprophyres de la base du Permien jalonnent les fractures nord-ouest-sud-est; enfin, les filons de quartz qui ont dû se constituer à plusieurs époques et, en particulier jusqu'au Trias, jalonnent principalement des tracés nord-ouest-sud-est et, en particulier, le grand axe de fracture du massif depuis la Petite-Verrière jusqu'à Pierre-Perthuis; on les rencontre également le long de fragments de la grande faille occidentale du Morvan. Ce quadrillage de cassures est particulièrement dense au voisinage des fosses de subsidence qui, commencées dès le Westphalien, se poursuivirent pendant le Stéphanien et le Permien (2), parfois avec une ampleur considérable puisque les couches empilées dans le bassin d'Autun atteignent environ 1.200 m. d'épaisseur moyenne. On trouve actuellement deux types de fosses : soit les restes de synclinaux étroits, allongés d'ouest en est comme celui de Ménessaire et de Sincey-les-Rouvray; ils sont accompagnés de fractures, de filons et de mylonites également ouest-est; soit de véritables fosses dont le remplissage, le fond et les bords furent hachés de cassures étoilées *(cf. carte hors texte)* : la fosse d'Autun, très profonde, est encore emplie de dépôts actuellement; celle de Montreuillon, beaucoup moins affaissée, vidée de ses dépôts ne présente plus que quelques lambeaux préservés le long des failles : ceci expliquerait les orientations bizarres et multiples des terrains houillers de cette région.

Ainsi, le résultat de la phase hercynienne se traduit pour le Morvan par une série de plissements et d'autres dislocations qui, énumérés et décrits par Michel-Lévy, Lemoine, Boit sont résumés sur cette liste :

Anticlinal de la Roche-Millay-la-Grande-Verrière qui passe par le-Beuvray et disparaît au bord nord-ouest du bassin d'Autun. Bassin d'Autun. Anticlinal de Savigny-Poil-Fol-Glux. Anticlinal du mont Genièvre-Villapourçon. Synclinal de Saint-

(1) Ce qui prouve, à notre avis, que dès le Famennien se faisaient sentir les poussées avant-coureuses des mouvements westphaliens; Boit, au contraire, y voit une preuve du rejeu de très anciennes fractures.

(2) F. Delafond : *Le Terrain houiller sur les pourtours du Morvan*, B. S. C. G. F., 1919-1920, montre la continuité de la subsidence du bassin d'Autun par la multiplicité des discordances entre Houiller et Permien; entre Permien inférieur et supérieur; entre Permien supérieur et Trias.

Honoré-le-mont-Préneley, sud du Haut-Folin, nord du bassin d'Autun. Anticlinal de Moulins-Engilbert à Manlay. Synclinal de Ménessaire-Bar-le-Régulier. Anticlinal de Château-Chinon. Synclinal de Montreuillon. Anticlinal de Lormes. Synclinal de Sincey-les-Rouvray. Anticlinal d'Avallon, nord de Semur.

Orientés sensiblement ouest-sud-ouest est-nord-est, ils sont intermédiaires entre une direction armoricaine à l'ouest de l'Yonne et varisque à l'est de l'Armançon et sont hachés par des fractures particulièrement nombreuses (1).

Esquisse andine. — Pendant le Trias supérieur, le Lias et une partie du Jurassique, il ne semble pas y avoir eu de mouvements de déformation très accentués, seulement une simple oscillation relative des terres et des mers; mais avec l'Argovien, le système s'ébranle à nouveau. Boit (2) a, en effet, trouvé entre le Serein et l'Armançon, près d'Etivey « une discordance angulaire nette et indiscutable bien que peu accentuée entre l'oolithe ferrugineuse oxfordienne et les marnes argoviennes à spongiaires ». D'autre part, c'est à ce moment que l'on remarque des déformations très nettes en bordure du Morvan, des variations de faciès indiquant autour du massif la formation de cuvettes (comme celle du nord-ouest au Bathonien, subsistant au Callovien), puis le dessin d'une auréole d'approfondissement au Rauracien. Si on ajoute à cela les faciès semi-continentaux du Séquanien dans la région, on est conduit à penser qu'un mouvement assez important de surrection s'est produit à cette époque et a été accompagné par la formation de brachy-synclinaux qui ont affecté le Jurassique supérieur et ne se retrouvent pas dans le Crétacé inférieur (3) : ce serait une manifestation à mettre en rapport avec le cycle andin, annonciateur des grands mouvements tertiaires (4).

On retrouve, du reste, les mêmes phénomènes au voisinage d'autres massifs hercyniens : à l'est de Caen, on voit le Cénomanien transgressif reposer sur le jurassique ondulé et érodé; Perpillou signale le même événement entre Nontron et Périgueux (5); et Chabot, dans un tout autre domaine a constaté, dès le Bathonien, une première esquisse des mouvements jurassiens (6). Dans bien d'autres régions du globe ont été signalés des mouvements contemporains : Californie, Dobroudja, lisière est des

(1) Lemoine et Rouyer : *Sur l'allure des plis et des failles de la Basse-Bourgogne*, B. S. G. F., 1904. — G. Corroy : *La Tectonique de la Basse-Bourgogne*, Bull. Soc. des Sciences de l'Yonne, 1925.
(2) A. Boit : *Ibid.*, p. 89.
(3) P. Bonnet : *Relations entre le Jurassique et le Crétacé dans le sud-est du Bassin Parisien*, C. R. S. S. G. F., 1941.
(4) A. Boit : *Ibid*, p. 89.
(5) A. Perpillou : Thèse, p. 66 ss.
(6) G. Chabot : Thèse, p. 111.

Karpates orientales, Anatolie (1) et plus près de nous à la bordure sud des Ardennes, au nord des montagnes hercyniennes allemandes (2), et dans le Boulonnais (3).

Paroxysme alpin et répliques. — Après les pulsations crétacées, le Morvan se retrouva exondé sans doute un peu avant le début de l'ère tertiaire. Etant donné l'absence des restes sédimentaires cohérents, postérieurs au Jurassique, sur le Morvan et ses bordures immédiates, il est très délicat de dater exactement les déformations tertiaires. On peut cependant étudier les failles et les plissements situés au voisinage du massif et en tirer des conclusions *vraisemblablement* valables pour la région qui nous occupe.

Les failles qui ont dénivelé la région au Tertiaire ne sont que des remises en jeu de fractures beaucoup plus anciennes avec peut-être quelques raccords locaux, quelques cassures nouvelles. Les rares failles est-ouest ne sont pas, comme on l'a cru bien souvent, de direction pyrénéenne puisqu'elles correspondent à la direction du bassin de Sincey-les-Rouvray, lui-même post-stéphanien et puisqu'on les voit injectées de rhyolites ou de microgranulite, telles celles qui limitent le bassin houiller. Les failles nord-sud qui jouent actuellement un rôle considérable dans la délimitation du massif ne sont pas de direction purement alpine ou rhénane puisqu'elles sont jalonnées sur une partie de leur parcours par des filons de quartz : c'est le cas de la faille occidentale du Morvan depuis l'ouest de Dun-sur-Grandry jusqu'au nord-ouest de Sermages, des failles qui encadrent le massif de Saint-Saulge (4); ou bien d'autres filons, par exemple des rhyolites, se trouvent exactement sur le tracé de la faille de Moux (à l'ouest d'Anost et de Moux) : par conséquent, même pour les failles typiquement nord-sud (comme les failles limites du Morvan), on ne peut pas affirmer qu'on a affaire dans l'ensemble à des éléments récents.

Qu'il y ait eu rejeu de certaines cassures dès le Jurassique supérieur, cela est fort possible étant donné les dénivellations successives que nous avons signalées et ce qui a été constaté dans d'autres régions de France, dans le Boulonnais par P. Pruvost et en Lorraine par A. Robaux et Bernatsky, mais les passages latéraux des faciès font penser davantage à la formation d'un vaste pli de fond qu'à des dénivellations superficielles importantes. C'est le Tertiaire qui

(1) Ces mouvements seraient en rapport avec la phase préliminaire pyrénéenne.
(2) Stille : *Das Alter der...* Centrabl. für Mineralogie, 1909, n° 9, p. 270.
(3) P. Pruvost : *Boulonnais...*, B. S. C. G. F., XXVIII, p. 167.
(4) L. de Launay : *Le Massif de Saint-Saulge et ses relations avec le terrain houiller de Decize*, B. S. C. G. F., 1895.

a vu se former les escarpements de failles typiques qui existent encore très remaniés, à l'époque actuelle.

Dès l'Eocène, la région « bouge », mais c'est seulement à la fin de la période Oligocène que se produisent les mouvements paroxysmaux, comme le prouvent les observations suivantes.

Dès le Ludien, les dépôts situés au nord-ouest du Morvan témoignent d'une érosion intense, en rapport avec des mouvements du sol (érosion torrentielle; quartz : 12 cm. au sud de Cosne, 2-3 cm. au nord de Clamecy).

Le remplissage de la faille de Bazoches comprend uniquement des éléments de remplissage d'origine cristalline, plus ou moins remaniés. Or, cela n'a guère pu se produire qu'à partir du milieu du

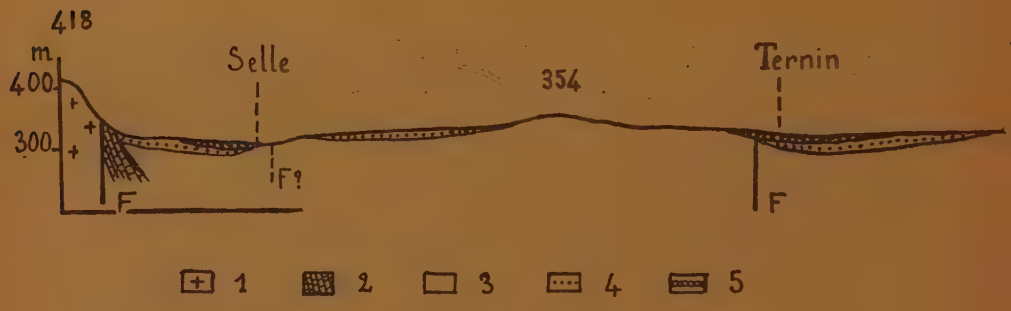


Fig. 7 : *Le Pliocène du Bassin d'Autun.*
1 : Roches cristallines; 2 : Houiller; 3 : Permien;
4 : Pliocène; 5 : Alluvions récentes.
L : 1/50.000.

Tertiaire : à ce moment, en effet, la disparition de la couverture sédimentaire était suffisamment avancée pour qu'aucun des éléments résiduels n'en provienne. Au nord-est de Cercy-la-Tour, le calcaire à phryganes de l'Aquitanien est affecté par les failles; quant aux sédiments pliocènes ou mio-pliocènes, ils nivellent généralement les cassures sauf cependant les argiles de Menou, attribuées au Pliocène (argile ocre rouge, sans cailloux, avec concrétions ferrugineuses pisolithiques surtout à la base) et qui ont été atteintes par la grande faille nord-sud à l'ouest de Menou. D'autre part, il n'est pas impossible que, dans le bassin d'Autun, les dépôts pliocènes soient légèrement déformée au passage des failles qui affectent le Permien *(cf. fig. 7, p. 56)* ce qui donne à ces terrains meubles une surface de base à flexures.

Si on essaye, en considérant les régions voisines, de déterminer la date des grandes dislocations, on fait des constatations assez concordantes. Les dépôts de l'oligocène supérieur sont faillés à la gare

de Dijon, à Saint-Gengoux. Au signal de Mâlain (20 km. ouest de Dijon), sur le plateau d'Auxey (près de Beaune) et sur le chemin de Santenay à Nolay (1), les failles sont remplies de débris dont les plus récents sont des poudingues cimentés, remaniés et attribués au moins à l'Oligocène; certains de ces débris sont striés : ils ont donc bien glissé dans la faille au moment où elle se faisait. Les failles qui limitent le massif de Saint-Saulge sont post-aquitaniennes (2); de même les failles de la Limagne affectent l'Aquitanien (3) mais laissent intactes les grandes coulées volcaniques de la fin du Miocène (or, la faille occidentale du Morvan est dans leur prolongement). Dans le Forez, B. du Roselle (4) attribue aux failles sud-est-nord-ouest un âge aquitanien ou sannoisien supérieur et aux failles nord-sud une double activité post-stampienne et post-oligocène. Enfin, dans le Massif Central une des fameuses « collines enregistreuses » qui n'est certes pas sans analogie avec le Morvan : la colline de Bort (5) est atteinte par des failles datées de l'Oligocène tandis qu'à la même époque se produisait la réouverture du Grand Sillon houiller du Massif Central. Et si l'on ajoute encore qu'A. Cholley date de l'Aquitanien les dislocations du Bourbonnais et du sud du Morvan, comment ne pas donner aussi pour *aquitaniennes les grandes dislocations morvandelles* (6)?

Cet ensemble de considérations permet de reconstituer l'évolution récente : accentuation du pli de fond morvandien à la fin du Crétacé (en liaison avec la première phase pré-alpine? entre le Maëstrichien et le Danien (7)) et au milieu de l'Eocène (en rapport avec la phase provençale du plissement alpin? et la mise en place de la surrection pyrénéenne). A la fin de l'Oligocène et au début du Miocène, l'ensemble trop tendu se casse en horsts et en fossés séparés par des failles qui se dessinent ou qui rejouent sur l'emplacement des cassures antérieures, soit hercyniennes, soit triasiques... (cette phase paroxysmale serait le contre-coup de la première phase alpine à laquelle elle serait légèrement postérieure : aquitanienne au lieu de stampienne).

A la fin du Miocène, les grandes cassures se sont produites et les escarpements qui en résultèrent marquent encore le paysage de grandes dénivellations nord-sud ou nord-nord-est sud-sud-ouest. Cependant, il y eut postérieurement un nouvel ébranlement de la région à la fin du Pontien (deuxième phase alpine), puisqu'on trouve, dans la Bresse notamment, des sédiments plus grossiers et

(1) G. Chaput : *Étude sur l'évolution tectonique et morphologique du col structural de la Côte-d'Or*, B. S. G. F., 1928, p. 12.
(2) L. de Launay : *Ibid.*
(3) H. Baulig : Thèse, p. 22 ss.
(4) B. du Roselle : B. A. G. F., 1945, p. 30.
(5) Ph. Glangeaud : C. R. A. S., p. 7005.
(6) A. Cholley : *Surfaces d'aplanissement...*
(7) Cf. A.-F. de Lapparent : Thèse, p. 184.

plus abondants au Pliocène moyen qu'au Pontien. Nous verrons que toutes les régions du Morvan n'ont pas également réagi à ce dernier mouvement. Ensuite, outre les rajustements locaux entre blocs faillés, les mouvements de déformation lente et l'espèce de pulsation que nous avons analysée au Jurassique se sont certainement poursuivis non seulement au Pliocène mais même au Quaternaire : en effet, l'étagement des alluvions ainsi que certaines particularités de l'érosion régionale en sont la preuve.

2. Les résultats.

La combinaison de ces mouvements différents est à l'origine d'une double série d'effets : la réalisation de structures différentes suivant le matériel qui leur a été soumis (structure faillée essentiellement dans les terrains durs du primaire, plissée dans les roches secondaires...) et la formation de reliefs sans cesse déformés, et offrant, par conséquent, sans cesse de nouveaux obstacles à l'érosion toujours renaissante.

Devant la complexité de tels phénomènes, les redites sont presque inévitables : Nous essaierons d'étudier successivement : les types de structure du Morvan et de sa bordure, puis, dans les deux chapitres suivant les attaques de l'érosion (les surfaces) et les effets particuliers de l'érosion sur le phénomène le plus spectaculaire de la tectonique, c'est-à-dire les failles.

Les types de structure.

Le socle ancien de la région morvandelle est, à l'heure actuelle, haché de failles : dans le massif ancien, lui-même, elles se traduisent souvent par des dénivellations, jalonnées par le tracé des filons et influençant fréquemment le tracé du réseau hydrographique; quand on arrive à la bordure septentrionale les terrains sédimentaires ont enregistré les déformations du socle sous forme de flexures, de plissements, rarement de failles. Celles-ci apparaissent, au contraire, nombreuses à l'est et à l'ouest du Morvan où les couches épaisses et dures des calcaires jurassiques en ont fidèlement enregistré les effets. Enfin, au sud, la couverture meuble du Pliocène noie sous un manteau indifférent les accidents du sous-sol.

A. — La structure faillée.

L'examen de la région montre des champs de fractures importants dans les roches du vieux massif ainsi que dans les plateaux jurassiques qui s'étendent entre la Saône et la Loire et le Morvan.

Dans les roches sédimentaires, les accidents tectoniques sont aisément repérables et leur évolution facile à suivre grâce aux différences entre les couches. On les voit se multiplier au voisinage des fossés de la Loire et de la Saône; au contraire, ils sont peu nombreux au nord du Morvan où la structure est beaucoup moins compliquée.

Le repérage des failles dans les terrains cristallins massifs est beaucoup plus délicat, cependant on a la preuve de leur existence et même de leur abondance quand on examine le massif de Saint-Saulge ou le Morvan, à l'est de Saulieu. En effet, des lambeaux houillers ou triasiques dans le premier cas, liasiques dans le second permettent de mettre en évidence un champ de fractures très développé.

Les filons indiquent souvent l'emplacement de ces dislocations de l'écorce terrestre. Mais pour qu'on puisse affirmer qu'il y a eu non seulement fracture, mais aussi dénivellation, il est nécessaire d'examiner également les éléments du paysage, car il peut y avoir filon avec fracture sans dénivellation topographique (1).

L'existence d'un talus rectiligne est un indice qui doit mettre l'esprit en éveil et l'absence de buttes-témoins en avant de l'escarpement apporte une preuve quasi-absolue : c'est le cas dans le Morvan, de la faille de Moux. On peut même affirmer que c'est un argument en faveur de la date récente de la dislocation; en effet, quand on a une faille ancienne, l'escarpement peut ne plus être rectiligne car des vallées y ouvrent des brèches (faille occidentale du Morvan, au sud de Lormes) et il peut exister des sortes de témoins si l'escarpement a reculé à peu près parallèlement à lui-même, ainsi à l'est de Saint-Honoré-les-Bains (on a, dans ce cas, passage à un escarpement de ligne de faille).

Un alignement hydrographique est aussi un indice possible de cassures (2), ainsi la direction nord-sud, parfaitement rectiligne du Trait ou du Ternin, parallèlement aux dislocations bordières du Massif, est à mettre en rapport avec les failles. L'existence de lignes de sources, comme celle des affluents de la rive droite du Ternin moyen, est aussi imputable à un accident tectonique.

Au contraire, les facettes triangulaires ne sont pas forcément caractéristiques des escarpements de faille puisqu'on peut aussi en rencontrer le long de talus d'origine différente, comme sur le front de la côte dans la région de Pizy. Ces critères permettent de déceler, dans le vieux massif, un certain nombre d'accidents topographiques sous la dépendance des failles. Les dislocations que nous

(1) J. Bergeron : *Étude géol. du Massif ancien...*, Paris, 1889, p. 277. — L. de Launay : *La Zone granulitique de Millevaches*, B. S. C. G. F., n° 183, 1932.

(2) Cf. les vallées nord-ouest sud-est des plateaux au sud-ouest de Paris que j'ai étudiées dans mon D. E. S.

examinerons en détail dans un chapitre ultérieur, déterminent un compartimentage des terrains cristallins.

B. — Les blocs du vieux massif.

On voit nettement ces blocs apparaître plus ou moins nettement quand, monté sur les rares sommets découverts, on examine le paysage : au nord-est du massif, le trait caractéristique est formé par les gradins qui s'abaissent vers l'est par paliers successifs limités par des cassures 680-600-530-480 m.; il en est de même au nord-ouest où des cassures sud-ouest-nord-est de très faible rejet (décelées grâce au tracé des filons de rhyolites et aux dénivellations du Trias) abaissent insensiblement le vieux socle.

A l'ouest, aucun lambeau sédimentaire ne permet un repérage exact; trois séries d'accidents paraissent cependant à peu près certains : au nord deux failles nord-est-sud-ouest plus ou moins constantes doivent diriger les talus alignés que l'on rencontre de l'ouest de Vauclaix à l'ouest des bois de Marcioux et à l'ouest d'Ouroux (où il est parallèle à des filons de rhyolite); au centre, des accidents étoilés du « bassin houiller » de Montreuillon, un seulement semble jouer un rôle actuel : la faille nord-ouest-sud-est que jalonnent un talus assez sensible, mais très attaqué, de 80 m. environ de dénivellation, un filon de quartz, et qui se suit depuis la moyenne vallée de la Houssière qui la longe jusqu'au nord-ouest de Mont. Au sud, le fait le plus marquant est le *fossé tectonique de l'Yonne* qui existe depuis Fachin jusqu'au nord de Château-Chinon et qui est jalonné par des roches broyées sur les deux rives de l'Yonne et à l'ouest de Château-Chinon (carrière de l'Huis-Gaudry). Or, il existe un parallélisme remarquable entre les dislocations de la bordure dans ce secteur et le tracé de cette partie du grand affluent de la Seine. On est encore ici en présence d'une grande zone de dislocation du socle ancien avec lignes de réplique. De nombreuses petites failles jalonnées par des filons de quartz nord-ouest-sud-est se repèrent sur de courts espaces par exemple : la faille qui passe à l'est de Sainte-Péreuse et dont l'escarpement termine au nord-est les collines de 440 m. entre le Veynon et le Garat.

Au sud-est du massif, la disposition étoilée des failles a déjà été signalée : failles de la Petite-Verrière (ouest-nord-ouest est-sud-est), de Tavernay-Sommant-Fayé (presque nord-sud), de Reclesne-Chissey (ouest-nord-ouest-est-sud-est), du Trévoux (nord-sud); de l'Arroux (nord-nord-est sud-sud-ouest), de la Drée (à peu près ouest-est)... A ces rayons divergents se juxtaposent les cassures perpendiculaires nord-est-sud-ouest qui déterminent deux gradins sur la bordure nord du bassin d'Autun : elles sont jalonnées par des filons de quartz et par de petits lambeaux conservés de houiller;

deux se suivent aisément : la plus méridionale qui forme la bordure même du bassin d'Autun se retrouve au sud du Beuvray.

En effet, la partie médiane du Morvan, celle qui comprend les plus hauts sommets, est aussi accidentée de failles nombreuses et de directions variées : il semble que l'on puisse assez facilement reconstituer les principaux blocs. *(cf. H. T., Pl. I)*. Au nord le bloc de Saint-Brisson, limité au sud-ouest et au nord-ouest respectivement par les fossés tectoniques de la Cure et du Cousin, s'abaisse vers le nord-ouest. Au sud, le bloc des Settons est limité à l'est par la faille de Moux; il s'incline vers l'ouest où il doit s'arrêter le long d'une cassure nord-est sud-ouest passant à l'est d'Ouroux (filons de rhyolite); du nord au sud il semble fragmenté en deux ou trois blocs plongeant plus ou moins vers le nord; au sud c'est le talus ouest-nord-ouest est-sud-est, dominant la cuvette d'Arleuf, qui en marque la fin, tandis qu'à l'ouest s'amorce une grande fracture nord-sud qui suit le cours de l'Yonne jusqu'à l'est de Fachin. Enfin, le Haut-Morvan lui-même est fragmenté : à l'ouest la grande cassure de l'Yonne le traverse et en détache le bloc de la Gravelle abaissé vers le nord; au sud deux cassures nord-est-sud-ouest encadrent le bloc du Beuvray également basculé vers le nord; enfin, le massif de Saint-Prix et ses alentours peuvent sans doute encore être divisés.

Ce qui domine dans la structure de ces terrains massifs et durs, c'est donc l'influence de la disposition par blocs, généralement abaissés vers l'est dans la partie orientale et basculés vers le nord dans la partie centrale : l'étude du réseau hydrographique en mettra en évidence toute l'importance.

C. — La structure plissée des terrains secondaires.

Immédiatement du nord-ouest, au nord-est et au nord de ces terrains anciens s'étendent les sédiments secondaires : ils sont généralement en pente et s'inclinent depuis le contact avec le massif ancien jusque vers l'extérieur, mais, cette inclinaison est loin d'être régulière, elle est interrompue soit par des plis très lâches, soit par des failles d'autant plus nombreuses et apparentes qu'on se rapproche du socle et que les terrains sédimentaires sont moins épais, mais rarement importantes.

A l'est un long synclinal suit le bord oriental du Morvan et prend même l'allure d'un fossé tectonique au droit de Précy-sous-Thil, là où subsistent les quatre buttes alignées de l'Auxois; son extrémité sud relevée et faillée se prolonge entre Arroux et Trévoux, jusqu'au bassin d'Autun. Cet accident est interrompu par des failles transversales et la butte de Bar est logée dans une déviation latérale de la gouttière. Le coteau de la Montagne coïn-

cide avec le début de l'anticlinal qui limite ce long synclinal à l'est (*cf. H. T., Pl. II*). Un second synclinal d'axe sud-est-nord-oues passe à l'ouest de la vallée de l'Armançon et se prolonge jusqu'au sud-est de Semur; immédiatement à l'est, les couches se redressent pour former un léger anticlinal parallèle, faillé, qui passe au nord par le mont de Cras; la butte de Sainte-Colombe correspond à un fond de synclinal perché de même que celle de Bar-le-Régulier.

Il est difficile de déceler des plissements de quelque envergure en Auxois où le trait caractéristique est incontestablement, plus que dans tous les plateaux situés au nord de la Terre-Plaine, constitué par les failles qui orientent les trouées des vallées et délimitent par conséquent la forme des buttes : ainsi les failles du ruisseau des Combes, des vallées de Champ-d'Oiseau ou de Vic-de-Chassenay, de l'Armançon et sans doute de la Brenne Moyenne. Cassées par ces accidents les couches plongent légèrement ondulées, de l'Armançon à la Brenne. C'est une zone tectonique compliquée où se mêlent la direction parisienne nord-ouest, sud-est et la direction nord-est sud-ouest signalée (1) par Chaput ce qui a provoqué la création de ces nombreuses failles. Entre l'ouest de l'Armançon et la Cure, le mouvement général des plis est nord-ouest-sud-est; on distingue :

L'anticlinal de Girolles-Tharot tranché par la vallée du Cousin à peu près parallèlement à son axe.
Le synclinal faillé de Lucy-le-Bois.
L'anticlinal de Thory-côte 332.
Le synclinal du bois de Montmorency dévié vers le sud-est et faillé : utilisé par la vallée du Serein de Guillon à l'Isle-sur-Serein.
L'anticlinal qui suit la rive droite du Serein à l'est de l'Isle-sur-Serein.
Le synclinal de Châtel-Gérard qui est dans le prolongement de la gouttière de Vassy.

Mais ces accidents n'apparaissent guère nettement qu'à l'ouest du Serein, dans la bande de plateaux qui le sépare de la Cure. Ailleurs, ils sont déformés par des flexures et même des failles locales qui sont repérées dans les vallées de Bernant, du Serein, ainsi que par l'alignement nord-sud depuis l'est de la côte 332 jusqu'à Magny.

Dès maintenant, une remarque s'impose : le tracé de la bordure des plateaux ou l'emplacement des buttes est en rapport avec les déformations tectoniques et la présence des escarpements coïncide généralement avec le flanc des anticlinaux;

(1) J. Lambert : *Étude sur les terrains jurassiques moyens du département de l'Yonne.* — E. Chaput : *Étude sur l'évolution...*, B. S. C. G. F., 1928, p. 149.

c'est une observation qui confirme celle faite à propos des buttes de la région parisienne (1). On conçoit que l'érosion soit, en effet, moins active quand le sapement latéral n'est plus que faiblement aidé par les eaux de ruissellement ou d'infiltration venant de la pente opposée et on constate dans ce cas la formation d'une espèce de « talus mort » qui arrête ou au moins retarde l'évolution de l'escarpement.

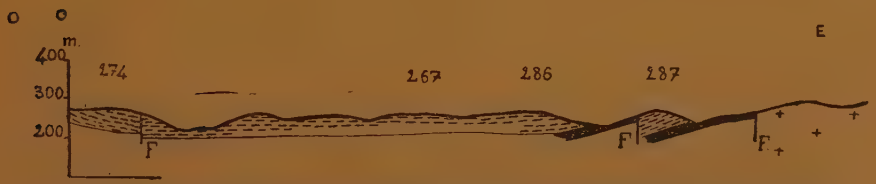


FIG. 8 : *Coupe de la bordure occidentale du Morvan :* au sud-ouest de Lormes.

FIG. 9 : *Coupe de la bordure occidentale du Morvan :* au niveau d'Achun.
1 : Trias; 2 : Hettangien; 3 : Sinémurien; 4 : Charmouthien.
L : 1/80.000.

A l'ouest, ces ondulations sont cassées par la faille de la vallée de la Cure, mais on retrouve, dans la série des plateaux secondaires affaissés entre Cure et Yonne, les mêmes ondulations transversales sensiblement ouest-est (2) :

Anticlinal de Vermanton.
Synclinal faillé de la Cure à Accolay.
Anticlinal du bois Franc.
Synclinal du bois de Mailly-la-Ville.
Anticlinal de Brosses prolongeant sans doute celui de Tharot.
Synclinal peut-être faillé de Montillot dans l'axe du Cousin au nord-ouest d'Avallon.
Anticlinal du bois de Vauxlane, le même que celui qui passe au sud de Grosmont, légèrement dévié vers l'ouest comme tous les accidents à gauche de la faille de la Cure.
Synclinal du Petit et du Grand-Moley.

(1) Cf. J. TRICART : *Le Problème des buttes*, Bull. A. G. F., 1943, nos 153-154.
(2) J. LAMBERT : *Étude sur les terrains jurassiques moyens du département de l'Yonne*, p. 25.

Anticlinal dédoublé de Nuars-Saisy qui coïncide avec la limite des plateaux jurassiques au-dessus de la grande dépression liasique du Bazois.

Dans le Bazois lui-même, à l'ouest du Morvan, apparaît encore une large ondulation anticlinale est-ouest qui a son maximum à l'endroit où l'Yonne quitte le vieux massif (1). Mais, dans ce secteur où l'on est tout près du socle ancien ce sont de nouveau les ondulations sensiblement nord-sud qui dominent : là comme à l'est, l'accident essentiel est une large gouttière synclinale déviée ou relevée localement par des failles de faible longueur et de peu d'importance. On suit le synclinal par Corbigny, Marcilly au nord; il s'efface dans le centre au voisinage d'Empury, mais on le retrouve au sud à Savenay, Tannay et Limanton, séparé du Morvan par le léger anticlinal nord nord-ouest, sud sud-est de Mont-Moulins-Engilbert; enfin, après Anizy-sur-Aron le fond du synclinal s'enfonce et surtout au sud d'Isenay, peut-être à cause d'une faille ouest-est dont on voit la trace à Montaron et il va se fondre dans la grande gouttière de la Loire *(cf. fig. 8 et 9, p. 63)*.

Ainsi la structure des terrains secondaires autour du Morvan obéit aux lois suivantes :

Quand l'épaisseur est peu considérable, c'est-à-dire quand on a affaire au Lias, les couches se sont simplement adaptées aux déformations de blocs faillés et basculés du socle ancien et sont affectés de vastes déformations sensiblement nord-sud, hachées de multiples petites failles sans grande importance. Ces compartiments plongent vers le nord comme les blocs primaires eux-mêmes *(cf. feuille géologique au 1/80.000 de Clamecy)*.

Quand l'épaisseur est plus considérable, c'est-à-dire dans les plateaux jurassiques, apparaissent des rides nord-ouest-sud-est (direction caractéristique des ondulations du Bassin Parisien), interrompues seulement par les grandes failles du socle dont le rejet est si important que la dénivellation s'est répercutée jusqu'aux couches supérieures (faille de la Cure : à Asquins, puissance 70 m.; du Serein, de l'Yonne).

Les compartiments effondrés entre les grandes failles ont permis la conservation des couches jurassiques formant des plateaux massifs jusqu'au bord du Morvan (plateaux des Brosses entre les failles de la Cure et de l'Yonne).

Les ondulations nord-ouest-sud-est sont responsables de l'allure générale des limites des plateaux comme nous le verrons à propos de l'étude locale.

(1) Remarque déjà indiquée par Ebray.

D. — La structure amorphe du Tertiaire.

Aux terrains plissés et faillés du Primaire et du Secondaire s'opposent, autour du Morvan, les terrains tertiaires; en effet, sauf au sud-ouest aux bords de la Loire et de l'Aron où ils sont représentés par des calcaires lacustres du Miocène qui ont enregistré les mêmes déformations récentes que le jurassique contigu ou sous-jacent, partout ailleurs, ils sont constitués par des formations plus ou moins détritiques, argileuses ou sableuses du mio-pliocène : formations du Bazois central et méridional, du Bassin d'Autun et, accidentellement des plateaux voisins de la Terre-Plaine.

Ces matériaux essentiellement meubles ou plastiques, épais de 1 à 30 m., se sont moulés sur une surface morphologiquement différenciée dont ils ont envahi les vallées et les parties déprimées. Puis, lors du rejeu de certains accidents tectoniques au Pontien, la formation mio-pliocène a subi le contre-coup des mouvements de dislocation et cela s'est traduit par des flexures (à Saint-Forgeot dans le bassin d'Autun) ou même par des failles (à Menou et à Montaron notamment à l'ouest du Morvan). Mais ces déformations ne sont qu'exceptionnelles et, dans l'ensemble, on peut parler d'une « structure amorphe » du Tertiaire dans la région. Si l'épaisseur des terrains n'est pas suffisante pour déterminer des conséquences fort importantes, cependant leur nature généralement détritique a exercé une influence sur la forme des reliefs comme nous le verrons plus loin.

E. — La structure particulière du bassin d'Autun.

Le bassin d'Autun présente la superposition des différents types de structure du Morvan et de ses bordures. Commencée dans le Westphalien et continuée au Stéphanien et au Permien, la fosse autunienne peut être considérée comme le type de ces bassins qui trouent la bordure orientale du Massif Central; elle peut être aussi rapprochée de l'aire géosynclinale de Brive. Elle est dissymétrique : elle plonge seulement de 11 à 20° à partir du nord, mais se redresse brusquement vers le sud. D'après Pierre Pruvost (1), lors de l'enfoncement, c'est au nord-est, à l'est et au sud que se trouvaient les montagnes d'où venaient les sédiments qui se sont déposés comme un vaste cône de déjections : les éléments les plus grossiers étant à l'est. Après leur dépôt, ces sédiments ont été plissés légèrement et faillés. Il existe en effet un nombre considérable de failles repérées grâce aux travaux miniers

(1) P. Pruvost : *Rapport pour la Compagnie des schistes bitumineux du bassin d'Autun*, 1942. Inédit.

dans le bassin d'Autun : on en compte, par exemple, 5 en 1.500 m. dans la concession de Margenne; elles dénivellent de 75 m. la couche de Boghead (190 m. à l'ouest, 265 m. à l'est). Outre leur multiplicité, ces failles présentent un second caractère : elles ont une disposition rayonnante qui est soulignée, pour les plus importantes, par le tracé des rivières affluentes du nord du bassin, mais il existe aussi, sur les bordures septentrionales et méridionales, des dislocations rectilignes ouest-sud-ouest-est-nord-est que jalonnent les gradins de Collonge, de Reclesne et de Marvelay (E. de Curgy).

Au-dessus de ces couches primaires, plissées, faillées et affectées de plusieurs discordances qui reposent elles-mêmes sur la surface affaissée du vieux socle, s'étalent, comme un manteau uniforme, troué par endroits de permien ou recouvert d'alluvions modernes, les débris pliocènes : leur épaisseur peut atteindre jusqu'à 40 m. à l'ouest d'Autun; ils ennoient une topographie déjà très différenciée, comme le prouve le lambeau qui occupe le fond de la vallée de Creusefond. Leur composition (quartz, chailles roulées, grès ferrugineux roulés...) montre leur origine : ils sont le résidu de l'ancienne couverture secondaire du Morvan et des anciennes formations secondaires empilées dans le bassin d'Autun et dont quelques restes subsistent : Trias de Champigny, Trias et Lias de Curgy...

Ainsi se superposent, dans le bassin d'Autun, une structure de blocs faillés, une structure plissée, les terrains amorphes tertiaires, grâce à un enfoncement exceptionnel et renouvelé du socle; en effet, un premier enfoncement a permis le dépôt en grande épaisseur du Houiller et du Permien, mais les épaisseurs de Lias sont normales, prouvant le comblement de la zone déprimée avant le Secondaire. Le deuxième affaissement qui s'est accompagné de dislocations *(cf. carte tectonique)* a été très différent à l'ouest et à l'est. Dans la partie orientale, il y a eu un enfoncement sans failles et progressif; au nord de Curgy, la dénivellation n'est encore que de 60 m. par rapport à la bordure septentrionale, mais de 120 m. par rapport à la bordure méridionale. A l'ouest, au contraire, c'est un véritable fossé dont on peut évaluer l'enfoncement récent à 200 ou 300 m. La dissymétrie actuelle est donc double : entre l'ouest et l'est et entre le nord et le sud; c'est cet affaissement récent qui a déterminé la convergence du réseau hydrographique, comme nous le verrons plus loin.

* * *

Cette brève étude de la tectonique a mis en valeur la permanence du môle hercynien au cours des époques géologiques et l'oscillation relative à peu près continue qui a déterminé d'innom-

brables variations de faciès dans les terrains de la bordure. Mais elle a montré également la multiplicité des mouvements tectoniques plus ou moins violents qui ont tour à tour transformé la région : aux plissements westphaliens de l'époque hercynienne, avec réplique au Permo-Trias, ont succédé l'esquisse du Jurassique supérieur, les variations contemporaines du Crétacé (sans doute anté-albienne et crétacée supérieur), le bombement de l'Eocène moyen, la phase paroxysmale de l'Oligocène supérieur, les répliques de la fin du Pontien et peut-être certains rajustements post-pliocènes.

La succession de ces mouvements est extrêmement intéressante car elle est à peu près la même que celle relevée dans les massifs anciens de Bohême, du Harz et du Rhin et qualifiés de « mouvements saxoniens »; ne pourrait-on pas suggérer qu'il y a eu évolution parallèle et concomitante de l'ancienne zone hercynienne de l'Europe moyenne, hypothèse que d'autres observations à propos des surfaces viendront appuyer par la suite et qu'il serait intéressant de poursuivre? Peut-être faudrait-il y voir un rapport avec la théorie du géoanticlinal de l'Europe moyenne de J. Jung (1)?

D'autre part, la superposition de ces mouvements a déterminé, outre une complication de la structure, une superposition de lignes structurales différentes. Dans le Morvan les axes structuraux hercyniens sont sensiblement sud-ouest-nord-est mais, dans les terrains sédimentaires de la bordure là où l'épaisseur est suffisante pour qu'on n'ait pas l'enregistrement pur et simple des déformations du socle, on voit apparaître des accidents d'axes ouest-nord-ouest-est-sud-est et presque ouest-est, depuis l'Yonne jusqu'à la vallée du Serein (2), cependant que la pente générale des couches se fait vers l'ouest et vers le nord; au contraire, à l'est de l'Armançon les accidents sud-ouest-nord-est deviennent prédominants également dans la couverture secondaire, avec esquisse de dômes ou de cuvettes d'axe perpendiculaire, comme l'a montré E. Chaput pour le dôme de Fraignot... Il y a donc lutte entre des lignes structurales différentes à la bordure nord du Morvan; or, on retrouve le même phénomène sur le bord est du Harz et nord du massif schisteux rhénan où s'opposent également des plis et failles anté-crétacés nord-ouest-sud-est et les directions varisques du vieux socle hercynien. Encore un point où le Morvan apparaît comme le « type » des massifs hercyniens de l'Europe moyenne.

(1) J. Jung : *Les Vosges hercyniennes...*

(2) Cf. ondul. nord-ouest-sud-est depuis l'Yonne jusqu'à la Seine dans le Tonnerrois; cf. C. Rouyer : *Révision Feuille Avallon au 1/80.000*, B. S. C. G. F., XXXI, p. 58.

III

LES SURFACES

La description des paysages morvandiaux a fait apparaître l'existence de nombreux — et parfois vastes — aplanissements, très sensibles dans la topographie. Tables presque parfaites des fameux « Pays-Plats » où s'inscrivent en creux les vallées; lourds sommets plus ou moins tabulaires que séparent à peine les molles dépressions empâtées d'arène du « Morvan pourri »... Là, les formes sont nettes, elles le sont beaucoup moins dans le « Morvan rajeuni » ou encore dans le « Morvan troué » où les aplanissements sont réduits à d'étroites lignes de hauteurs qui séparent entre elles les rivières affluentes de l'Arroux, comme les cuvettes de l'Ouest.

Enfin, partout des replats, remarquables par la constance de leurs altitudes, s'inscrivent aux flancs des vallées (le long du Ternin ou du Chalaux) et les monts du « Haut-Morvan », qui dessinent une couronne de hauteurs tabulaires s'inclinant à peu près régulièrement autour du Haut-Folin, ne sont pas exempts de ces banquettes qui interrompent brusquement la pente de leurs versants (le Beuvray en présente des exemples typiques) et se glissent entre eux par des têtes de vallées sèches évasées (telle celle que l'on suit en amont des sources de la Canche).

Si l'importance des formes aplanies et des replats encore conservés suggère l'idée d'une action efficace de l'érosion, la complexité même de leur disposition actuelle révèle que cette action ne fut pas simple.

En effet, le premier phénomène auquel on songe est la multiplicité des reprises d'érosion qui ont dû accompagner chacun des mouvements tectoniques que nous venons d'étudier. Tout bombement ou plissement, tout fractionnement de l'ensemble en blocs ou en gradins détermine immédiatement une variation de l'intensité des forces d'érosion. Si une période de stabilité très longue a pu permettre la réalisation d'un aplanissement assez total et assez étendu pour que des traces en subsistent, ce sont donc les époques de calme qui ont vu la formation des surfaces. Mais, pour qu'en subsistent des traces, encore faut-il qu'aucune vague d'érosion postérieure, plus durable ou plus violente, n'ait effacé les effets précédents. Le problème prend toute sa signification si l'on songe que le Morvan a dû être, à la fin de

l'époque secondaire, partiellement recouvert par les couches liasiques, jurassiques et crétacées que nous voyons maintenant affleurer en auréoles à sa bordure. Par conséquent, le travail de l'érosion, — au Secondaire et au début du Tertiaire tout au moins — a découpé des terrains déblayés depuis lors et il n'est pas exclu de trouver, aux abords du massif, quelque surface qui se perde dans les airs au-dessus du Morvan ou encore dont les traces se retrouvent sur les sommets les plus élevés, alors qu'elles manquent sur certaines parties de la périphérie des terres cristallines.

Au contraire, chaque période d'activité est marquée par la déformation de tout le système antérieur et devient le point de départ d'une nouvelle mise en marche de l'érosion. Ainsi Bakker signale comme niveaux différents N4 (680 m.) et N6 (580-600 m.) qui sont situés de chaque côté de la faille de Moux, dans la région

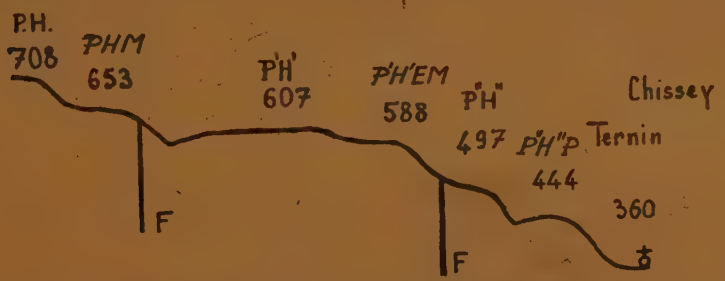


FIG. 10 : *Les niveaux de la rive droite du Ternin.*

PH : Post-hercynien; PHM : Post-hercynien remanié au Miocène; P'H' : Post-hercynien faillé; P'H'EM : Post-hercynien faillé remanié à l'Eocène et au Miocène; P"H" : Post-hercynien davantage dénivelé par faille; P"H"P : le même remanié au Pliocène.

d'Alligny, en particulier : ces deux gradins correspondent, en réalité, à la même surface d'époque liasique cassée et déblayée (totalement pour le compartiment surélevé et, en partie, pour celui qui est affaissé). Il est très vraisemblable que cette cassure, attribuée à la fin de l'Oligocène, a dénivelé, à ce moment, le socle ancien encore partiellement recouvert de la couverture secondaire qui a été enlevée par la suite. D'autre part, au niveau de Chissey-en-Morvan, on relève d'est en ouest, depuis les bords du Ternin, les côtes 444-497, 588-607, 653-708 (soit cinq niveaux de Bakker). On a, je crois, en réalité, la surface liasique dénivelée et exhumée successivement à 708, 607 et 497 m.; les autres côtes d'altitude sont dues aux attaques de trois étapes différentes de l'érosion sur chacun des trois blocs *(cf. fig. 10, p. 69)*.

Ce second exemple souligne à la fois l'importance des dénivellations par faille (1) et celle de l'érosion ultérieure dont il faut

(1) F. RUELLAN : Thèse, p. 151.

tenir compte pour repérer les restes de surfaces anciennes. Or, dans le cas d'une surface A cassée en deux blocs dénivelés A_1 et A_2, on ne peut rapprocher les deux niveaux que si on a des preuves de leur commune origine (dépôt résiduels, façonnement identique...) ou encore si on connaît le rejet originel de la faille qui les a séparés. On discerne alors les difficultés rencontrées dans un massif ancien et dans le Morvan, en particulier, où manque presque tout dépôt récent et où il est impossible — le plus souvent — non seulement de calculer le rejet initial des failles mais même de les repérer avec exactitude!

Si, dans bien des cas, nous devons nous référer, même pour l'étude de la surface liasique, la plus ancienne et la mieux conservée, uniquement à des hypothèses appuyées par des arguments morphologiques, il en est obligatoirement toujours de même pour les surfaces postérieures : malgré nos patientes et laborieuses recherches sur l'ensemble du massif, ajoutées à celles de Collot, de A. Boit... le Morvan a, dans l'état actuel de nos connaissances, livré bien peu de son secret.

Mais ces déformations postérieures ne représentent pas la seule difficulté à laquelle on se heurte. A côté des variations de l'intensité d'érosion due aux mouvements tectoniques, il faut faire une place à celle qui provient des variations climatiques : là encore, certaine formations (gypse, manganèse...) ou certains types de désagrégation des roches (kaolinisation, arénisation...) ont permis de lancer quelques hypothèses.

Enfin, l'examen des conditions générales dans lesquelles se forme une surface nécessite évidemment l'étude d'un ensemble régional assez vaste qui s'étend pour le Morvan, par exemple, depuis la Saône jusqu'à la Loire et, au nord jusqu'au centre même du Bassin Parisien. En effet, comme nous le verrons, ces trois régions ont fonctionné parfois tour à tour, parfois simultanément comme niveaux de base. Certaines se sont même dédoublées ou déplacées, ainsi à l'ouest la subsidence bourbonnaise est venue doubler le niveau de base de la Loire moyenne. De ces centres sont parties des vagues d'érosion différentes. Et cet ensemble est loin d'avoir évolué avec un synchronisme parfait, comme l'étude de A. Cholley sur les surfaces tertiaires du Mâconnais et du Charolais (1) l'a déjà fait pressentir.

On conçoit, devant la complexité de cette évolution, qu'il est un peu vain de faire un catalogue des différents niveaux du Morvan en les fragmentant à l'infini et sans chercher à voir leurs rapports. A cette théorie de la profusion des niveaux P. Birot a déjà opposé l'importance de l'érosion (2) et conclu qu'on ne peut, dans un même massif, distinguer des stades séparés seu-

(1) A. Cholley : *Loc. cit.*, Congrès d'Amsterdam, 1938.
(2) P. Birot : Thèse, p. 6-7.

lement par 70 m. ou même 30 m. (1). Aussi, quelques hypothèses, tenant compte de toutes les observations tant morphologiques que géologiques ou pédologiques, ont été esquissées : elles essaient de donner une image vivante de cette perpétuelle mais irrégulière attaque de l'érosion sur un ensemble mouvant.

1. La surface post-hercynienne.

La partie nord-est du Morvan présente un aspect tout à fait particulier : plus de collines aux formes arrondies, mais de véritables plateaux tabulaires en forme de « cônes tronqués », séparés par des vallées encaissées. L'examen du terrain nous donne l'explication : on a, en effet, ici de minces placages de Lias que l'érosion arrache peu à peu, dénudant la surface des roches cristallines. Cette surface, si on l'examine au voisinage des actuels restes liasiques, c'est-à-dire aux endroits où elle vient d'être déblayée, apparaît très aplanie : c'est l'ancienne pénéplaine, généralement appelée « pré-triasique », exhumée (2). Elle joue dans cette région morvandelle un rôle capital pour l'explication des formes topographiques générales.

Age. — Pénéplaine pré-triasique suivant certains, avons-nous dit. Or, c'est une dénomination exacte seulement localement. De l'examen attentif de la nature des faciès, de l'extension des dépôts et de leur mode de contact avec le socle, se dégagent deux notions importantes : la pénéplaine est « composite (3) », et, peut-être, ne fut-elle jamais aussi totalement aplanie qu'on l'a souvent pensé!

Les dépôts qui sont au contact des terrains anciens ont des faciès grossiers continentaux ou littoraux (arkose, grès à éléments granitiques grossiers...) très marqués; ils appartiennent au Trias au voisinage d'Avallon (4), à l'ouest du Morvan, près de Semur, au nord-est du bassin d'Autun. Là, la surface est donc bien *pré-triasique;* mais ils sont datés du Lias inférieur à l'est et au nord-est du massif (5) (dans la vallée de l'Armançon, à Normier) où la surface devient donc *pré-liasique.* Enfin, dans certains secteurs, par exemple autour de Corbigny (6), le Trias fossilise la vieille surface, mais le plan stratigraphique supérieur du calcaire foie de veau de l'Hettangien est érodé sous le calcaire à

(1) *Id.*, p. 12.
(2) J. Beaujeu-Garnier : *La Surface post-hercynienne,* Bull. A. G. F., nov. 1944.
(3) J. Bakker : *Een Bydrage tot de morfologie...,* Ts. K. Ned. Aardr. Genootschap., Amsterdam, t. III, 1936, p. 54.
(4) Moreau : *Sur les arkoses des environs d'Avallon,* B. S. G. F., 1837, p. 213.
(5) *C. R. extraordinaire de la S. G. F.,* Réunion de Semur, 1879.
(6) C. Velain : *Les Environs de Corbigny,* B. S. G. F., 1879, p. 920.

gryphées arquées du Sinémurien; cela marque une oscillation de l'extension de la vague d'érosion qui continuait à s'exercer sur les hauteurs (1).

Donc, surface complexe à cause à la fois de la transgression progressive des mers liasiques et aussi de la pulsation du socle dont nous avons déjà parlé (2). On peut en rapprocher les surfaces post-hercyniennes de nombreux massifs anciens : l'Ardenne où la pénéplaine est successivement pré-triasique, pré-liasique et même pré-bajocienne quand on va d'est en ouest; l'est du Massif Armoricain où l'on voit, tour à tour, le Trias dans la région de Carentan, puis, plus au sud, le Charmouthien ou le Toarcien recouvrir les terrains anciens; c'est, il me semble, aussi le cas du Limousin, où l'on observe les dépôts triasiques puis liasiques qui fossilisent le vieux socle (3).

A. — Forme primitive.

Mais quelle était la forme de cette surface?

Quatre observations permettent une réponse. Les premiers dépôts ravinent la roche sous-jacente et semblent même parfois avoir comblé une dépression (4) : soit une ancienne vallée (gisement des Gravelles, près de Saulieu), soit un golfe plus vaste ou une sorte de lagune (5) (vallées évasées ou lagunes de Thostes-Semur, d'Avallon...). Ces sédiments sont très grossiers : ils renferment des grains de quartz roulés de 1 à 3 mm. de diamètre, des cristaux altérés de feldspath et de mica noir, noyés dans un ciment siliceux (plaques minces des arkoses de Gien-sur-Cure et de Saint-Brisson); ils ne peuvent donc provenir d'une surface très plane et très usée : les éléments seraient plus fins. Or, de telles formations se rencontrent maintenant sur les régions élevées du Morvan pourri, au cœur même du massif, aussi bien que près des bordures et même au-delà (Avallon, nord-est d'Autun), ce qui indique l'existence d'un relief quand même faible et surtout d'un climat relativement peu humide, interdisant tout ruissellement important, capable de triturer (6) les éléments

(1) C'est sans doute un phénomène analogue qui explique les anomalies du plateau de Thostes, cf. p. 41.

(2) Cf. ch. sur la Tectonique.

(3) Il ne paraît pas nécessaire de supposer, avec A. Perpillou, une surrection après le dépôt du Trias, qui en aurait permis le déblaiement avant l'arrivée du Lias : la description du gisement d'Anlhiac (Lias grossier, épais de 20 cm. directement sur le socle ancien) est contraire à cette hypothèse.

(4) *C. R. extraord. de la S. G. F. à Semur*, 1879. J.-J. Collenot : *Descript. géol. de l'Auxois*.

(5) Traces de climat de type intertropical, régime continental, confirmées par les observations de M. Lanquine à Ancenis et Gilly-sur-Loire; c'est dans ces lagunes que se seraient formées des traces gypseuses.

(6) A l'est du Massif Armoricain, le Trias est formé de galets parce que les roches (grès) sont plus dures et plus compactes que celles du Morvan.

désagrégés du cristallin. Enfin, l'épaississement progressif, dans la masse, des sédiments du Lias inférieur, au fur et à mesure qu'on s'éloigne du Morvan, que ce soit à l'ouest, à l'est ou au nord, prouve irréfutablement qu'ils se sont déposés autour d'un dôme très surbaissé dont on peut même calculer approximativement les pentes primitives (cf. essai de croquis de la surface pré-triasique primitive *(cf. H. T. Pl. III)*; on a: (si p étant la pente cherchée, on pose h' et h = épaisseurs de la couche considérée en deux points séparés par une distance d) :

$$p = \frac{h - h'}{d}$$

soit, en appliquant la formule au Rhétien, au nord-est du massif (1) (car, plus on s'élève dans l'échelle stratigraphique, moins la déformation est sensible; or le Rhétien est le premier étage marin développé dans la région) :

$$p = \frac{11{,}90 - 1}{32} = 0 \text{ m. } 34 \text{ au km. ou } 0{,}34 \text{ ‰}.$$

La surface primitive présentait donc deux sortes de déformations : dépressions de faible relief plus ou moins étendues (2) et bombement à grand rayon de courbure formant un vaste dôme s'élevant vraisemblablement vers le sud du Morvan actuel.

Peut-on, dans ce cas, employer le terme de *pénéplaine?* ou, pour préciser l'origine de cette surface, de *rumfläche?*

B. — Équilibre morphologique ou pénéplanation?

La pénéplanation réalisée par l'évolution du modèle d'érosion normale semble presque irréalisable. Elle nécessiterait, en tout cas, une constance remarquable des mêmes phénomènes physiques et des conditions exceptionnelles.

La notion qui séduit le plus volontiers l'esprit est celle d'un *équilibre morphologique*, pouvant atteindre un stade plus ou moins voisin de la pénéplanation suivant les forces en présence. Cet équilibre E est proportionnel aux forces d'érosion (fonction elles-mêmes du relief (3) et du climat) et inversement propor-

(1) Rhétien : épaisseur, 1 mètre à Montigny-sur-Armançon; 4 m. 45 à Pouillenay, 11 m. 90 à Mâlain, soit entre les deux points extrêmes 10 m. 9 de différence d'épaisseur sur 32 kilomètres.

(2) Ce qui est normal pour une surface continentale : cf. par exemple la surface crétacée de la Bohême centrale, accidentée de dénivellations de 20 à 30 mètres. De Martonne : *A. de G.*, 1926.

(3) Le terme de « relief » pouvant avoir le sens de relief statique dans le cas d'*Endrumpfläche* ou de relief dynamique (et faisant alors intervenir la notion de soulèvement) dans le cas de *Primärrumpfläche*.

tionnel à la résistivité du socle (conditionnée par la nature et la dureté des roches et par l'existence d'un tapis végétal); on a :

$$E = \frac{\text{Érosion force}}{\text{Résistivité du socle}} = \frac{\text{Nature et dureté des roches} \times \text{végétation.}}{\text{Relief} \times \text{climat}}$$

En effet un pays de relief jeune évolue rapidement parce que les formes aiguës sont facilement attaquées et que les cours d'eau plus rapides ont une plus grande puissance de destruction; d'autre part, l'importance des variations de température, de la quantité et de la répartition saisonnière des pluies, de la composition des eaux, dans le travail de l'érosion, sont des phénomènes dont on commence à mettre en valeur l'importance (1).

Inversement, l'homogénéité et la dureté des roches s'opposent aux agents destructeurs tandis que l'hétérogénéité les favorise (2); certaines propriétés comme la perméabilité du calcaire permettent une résistance plus longue de cette roche à la destruction, malgré l'importance de la dissolution chimique (3) et déterminent une évolution morphologique particulière; de même en ce qui concerne le granit, comme l'a montré Birot (4). Enfin l'importance du tapis végétal est très grande : dans le Morvan, les mêmes terrains limités par des abrupts analogues, s'éboulent s'ils sont à nu et restent inébranlables s'ils sont couverts d'arbres, de fougères...; dans les Alpes du Sud, des racines de pins maintiennent encore des blocs calcaires complètement détachés de la couche-mère.

On arrive à cet équilibre morphologique par une évolution qui se fait en deux temps, plus ou moins synchronisés, à partir des cours d'eau : établissement du profil d'équilibre et façonnement latéral des versants. Quand le profil est atteint, les versants continuent à reculer à partir de cette ligne longitudinale et, si la dénivellation est forte entre la source et le niveau de base, on n'obtient pas une pénéplaine mais pendant longtemps seulement un relief concave dont la concavité diminue lentement. Théoriquement, cette évolution doit aboutir à la pénéplaine typique, mais la réalité prouve qu'il peut en être autrement. Ainsi, à l'est de la forêt de Perseigne, on a côte à côte et sans intervertion de faille, des schistes recouverts par des dépôts de Toarcien et des grès armoricains fossilisés directement par le Bajocien. La très grande différence de résistance des roches aurait donc permis la conservation de crêtes de grès pendant une

(1) H. Schoeller : *L'Influence du climat...*, B. S. G. F., 1941, p. 267. — P. Urbain : *L'Action géochimique de l'eau...*, Rev. Géogr. phys., 1934, p. 333.
(2) Cf. ch. sur les Cuvettes, p. 202.
(3) G. Chabot : Thèse, *passim*.
(4) P. Birot : *Réflexions sur le problème...*, Congrès d'Amsterdam, 114.

longue période géologique. De même, au bois de Peley au sud d'Alençon, la base du Cénomanien, qui est transgressif sur le Jurassique, renferme un lit de galets de quartzites arrachés à une crête de grès armoricains, atteignant 500 m. à 10 km. du bord actuel du Jurassique : cette arête aussi a donc longtemps subsisté, émergée et dominant la vieille surface fossilisée.

Différents cas peuvent se présenter au cours d'une telle évolution; on peut les résumer schématiquement ainsi :

A. Roches très résistantes. Climat peu humide (moins de 500 mm. de précipitations régulièrement réparties au cours de l'année).	Evolution imperceptible.
B. Roche inhomogène ou meuble. Climat peu humide *(id.)*.	Ennoyage par remblaiement en même temps qu'érosion.
C. Roche dure. Climat humide (plus d'un mètre).	Pénéplaine longue à se réaliser.
D. Roche inhomogène ou meuble. Climat humide.	Pénéplaine très rapidement réalisée.

Toutes ces transformations sont entendues en climat tempéré; mais si on a soit un climat très chaud, soit surtout un climat excessif, l'évolution est plus rapide car dans le premier cas est favorisée la décomposition chimique et, dans le second, la désagrégation mécanique.

Si le climat subit des changements, il y a « changement d'équilibre morphologique », puisque changement de processus d'érosion, ainsi que le montrent les études de L. Aufrère (1) sur la cuesta du Berry septentrional, de B. Brajnikov (2) sur les conditions de formation de l'argile à silex dans le Bassin Parisien, de J. Tricart sur la Champagne (3), *au même titre que s'il y a changement de niveau de base* (4). Si l'on reprend les cas typiques envisagés ci-dessus, on obtient :

A). Accélération de l'évolution (climat plus humide).
B). Déblaiement, puis reprise de l'érosion : évolution très longue *(id.)*.
C). Pénéplaine presque impossible (climat plus sec).
D). Ennoyage *(id.)*.

(1) L. Aufrère : *La Dissymétrie du bassin de Paris et les doctrines morphologiques*, 1934.
(2) Brajnikov : *Rech...*, Rev. Géogr. phys., 1937.
(3) J. Tricart : *Conversations.*
(4) A. Cholley : *La Morph. de la région parisienne*, p. 15, A. de G., 1943.

Si les roches sont alternativement dures et tendres, en couches épaisses et très plissées : la pénéplaine est aussi à peu près irréalisable (1).

La surface pré-triasique du Morvan devait offrir des roches fraîches (jeunes granits et terrains primaires récemment métamorphisés), donc particulièrement aptes à résister à l'érosion, à l'action d'un climat chaud et peu humide (le plus ancien Trias de la région s'est formé autour du Morvan dans les lagunes et renferme des traces gypseuses qui dénotent un climat à tendance aride). L'évolution dut donc être lente avec décomposition chimique importante; elle eut pour résultat un relief très émoussé (2) fait de roches profondément décomposées et entouré dans ses parties basses de sables grossiers que l'écoulement insuffisant fut incapable d'évacuer. Ce sont ces sables qui, amalgamés par la silice, ont donné les arkoses et les grès grossiers des bords du vieux massif.

C. — L'évolution primitive.

Les arguments géologiques permettent d'esquisser l'évolution primitive de la surface post-hercynienne. C'était une succession de dômes très surbaissés et de lagunes qui existaient à l'époque triasique : on retrouve, des caractères analogues dans la région de Carentan (est du Massif Armoricain), à l'ouest du Bassin Parisien (3); Perpillou fait la même remarque à propos du Limousin (4); mais il signale des gisements de Trias à 140, 180, 230 m. d'altitude actuelle : il semble difficile d'admettre de telles dénivellations antérieures aux dépôts : n'y aurait-il pas eu, plutôt déformations postérieures, comme dans le Morvan? Sur cette surface encore modelée s'avança la première invasion marine : celle du Rhétien qui submergea les bordures morvandelles sur une plus grande étendue, en particulier à l'est où le faciès est bien caractérisé. Parallèlement se poursuivait le nivellement des sommets et il est à remarquer que les grès du Rhétien, grossièrement arkosiques à la base, sont généralement très fins au sommet ce qui dénote une réduction de volume des éléments détritiques, donc une trituration plus parfaite, peut-être marine? Hypothèse confirmée par l'extension rapide sur de nouveaux et vastes espaces d'une couche aussi mince que l'Hettangien (5) (sur la bordure du massif : 7 m., 3 m. à Saulieu) et par l'allure tabulaire des pla-

(1) Ainsi localement aux Épaulards, au nord du cap Gris-Nez, la mer elle-même n'arrive pas à niveler de telles roches présentant une telle structure.
(2) L. Collot : *Esquisse géologique de la Côte-d'Or*, Dijon, 1911.
(3) L. Aufrère : *Loc. cit.*
(4) A. Perpillou : Thèse, p. 31.
(5) E. Chaput : *Observat. géol. sur la Mont. de Bar*, Dijon, 1922, p. 465.

teaux, récemment exhumés de leur revêtement d'arkose (1) entre Saint-Brisson et Saulieu.

Ainsi, on peut parler d'une surface pré-liasique jalonnée avec certitude jusqu'à Saint-Brisson et Pensière. Et le rôle de l'érosion marine dans le perfectionnement de l'aplanissement est encore confirmé par les bancs de lumachelle calcaire remaniée de Saulieu. Il est impossible de déterminer si cet arasement s'étendit à l'ensemble du Morvan.

On saisit, peut être là la complexité des actions qui peuvent amener la pénéplanation, impossible ou presque en régime uniquement sub-aérien : une surface faiblement accidentée réalisée dès le Trias et partiellement fossilisée à cette époque, réduite à l'état de pénéplaine tout au moins localement, après un chan-

FIG. 11 : *Grandes déformations de la surface pré-triasique. (Post-hercynienne.)*
1 : Roches anciennes; 2 : Terrains liasiques; 3 : Terrains jurassiques.

gement des conditions d'érosion dû à l'apparition d'une transgression marine.

D. — LES DÉFORMATIONS.

Cette surface a été déformée depuis sa fossilisation, d'abord gauchie au Jurassique même et au début du Tertiaire, puis faillés au Miocène.

Les mouvements généraux se traduisent par des dénivellations de grande amplitude qui dessinent à l'ouest un bombement centré sur le massif de Saint-Saulge et séparé du Morvan par une sorte de gouttière; à l'est, une haute table brusquement abaissée vers le fossé de la Saône *(cf. fig. 11, p. 77)*. Les altitudes actuelles de la surface post-hercynienne sont les suivantes :

(1) On voit encore de nombreux blocs d'arkoses assez fines, alignés dans les murs de pierres sèches, ou dispersés dans les fougères; je n'ai pas vu, en cet endroit, d'arkose en place.

	Ouest	*Morvan*	*Est*
Nord	205	280	400
Centre.	360-400 (Saint-Saulge)	240-680	360-430
Sud	260-230	900?	490-260

D'autre part, les failles découpent dans ces vastes ensembles des compartiments locaux : ainsi, les gradins successifs à l'est de la faille de Moux. Il n'est besoin que d'examiner la carte géologique de Château-Chinon pour s'en convaincre : la surface primitive en pente douce a été fractionnée en une série de blocs basculés suivant des orientations différentes *(cf. chap. précédent « les Blocs faillés », p. 60)*. L'importance de ces déformations peut être évaluée à la limite de la Terre-Plaine d'après des calculs analogues aux précédents, il ressort que la bordure du socle cristallin devait être autrefois environ 80 m. plus bas qu'actuellement. En effet, si on prend la pente de 0,34 % constatée pour la base du Rhétien à l'est de Montigny-en-Morvan, on aurait 24 km. plus à l'ouest au sud de Sainte-Magnance une altitude de 307 m. (299 m. + 8 m. 16) au lieu de 386 m. Mais des dénivellations plus brutales ont eu lieu dans le sud, elles sont dues aux failles bordières nord-sud et comme nous allons le démontrer, à la faille nord nord-est-sud-sud-ouest de Moux et à la faille nord-sud de la rive droite de l'Yonne.

E. — Les restes actuels.

Où et comment peut-on suivre actuellement les traces de cette ancienne surface? *(cf. H. T. Pl. III et IV)*.

Trois cas se présentent : la surface est encore fossilisée, ainsi sur le pourtour du Morvan et dans certains petits secteurs du nord-est et de l'est; on peut en esquisser l'allure générale grâce à des observations, à des recoupements (il n'y a presque pas de sondages) : elle ne joue pas de rôle visible dans la topographie.

La surface a été très récemment exhumée : des lambeaux de Lias ou de terres décomposées où l'on rencontre encore des cailloux calcaires jalonnent des aplanissements, parfois assez étendus, ainsi dans l'est du massif jusqu'au pied de la faille de Moux, dans le sud-est sur le bord nord du bassin d'Autun.

Ailleurs, on en est réduit à des hypothèses ; pour nous *la surface* — qui, dans le Morvan Central, est *liasique* — passait au moins au *niveau du plan supérieur des plus hauts sommets morvandiaux :*

Cette affirmation est appuyée par une série d'arguments dont

l'ensemble est peut-être assez convaincant pour constituer une preuve.

Quand on atteint les sommets du Morvan Central, on est frappé par le fait qu'ils sont presque toujours très aplanis, formés d'une sorte de table limitée par une rupture de pente plus ou moins accusée et souvent inclinée légèrement vers le nord (cote 720 au sud de Gien-sur-Cure, Haut-Folin...), ou vers le nord-ouest (Beuvray...), ou horizontaux (cote 613 au nord d'Ouroux), et qu'ils s'alignent fréquemment comme s'ils provenaient d'une même surface disséquée par l'érosion ultérieure. Ainsi, autour de la cote 902 on trouve sur des circonférences concentriques à peu près régulières, les cotes 860 m. (860 m. au nord, nord-est, 840 m. au sud-ouest), puis 800 m. sauf au sud-est où la pente est plus rapide. Or, W. Penck (1), affirme qu'un paysage actuel de ballons de hauteur identique ne peut provenir de l'érosion progressive de bas en haut d'arêtes ou de cimes aiguës, mais résulte de la dissection et de l'aménagement ultérieurs de surfaces aplanies originelles de même altitude et de leur abaissement vertical par suite des attaques latérales de l'érosion. Sans accepter totalement cette manière de voir, il semble bien que le Haut-Morvan avec ses sommets aplanis ou arrondis si régulièrement disposés autour du Haut-Folin fasse penser à une telle origine. Ne serait-ce pas là les restes d'un ancien dôme de la pénéplaine liasique?

Si on calcule la pente actuelle de la pénéplaine entre Sainte-Magnance et Les Loisons (sud de Saint-Agnan), points où elle est jalonnée avec certitude et entre lesquels n'existe apparemment aucune faille, on obtient une inclinaison de 16,5 % (282 m. en 17 km.), en supposant la même pente continue jusqu'au Haut-Morvan, 33 km. au sud, on devrait avoir 1.174 m. d'altitude.

Or, 1.174 m. est une altitude bien supérieure à celle de 902 m. que l'on trouve en réalité; par conséquent, il n'est pas nécessaire d'expliquer le Haut-Folin par une très ancienne surface (2). Du reste, quelle pourrait être cette ancienne surface? Il y a eu dans le Morvan, une autre surface vraisemblablement assez étendue, avant le Tournaisien, c'est-à-dire précarbonifère mais, étant donné les effets du métamorphisme des venues granitiques anté-viséennes, il est inutile d'en chercher les traces morphologiques.

Au contraire, on serait plutôt amené à l'expliquer par la trace d'une surface plus récente qui aurait raboté les parties les plus élevées de la pénéplaine liasique. C'est l'opinion de Baulig, de Chaput et aussi, semble-t-il, de de Martonne.

Mais, si on examine le profil projeté nord-sud des plus hauts

(1) W. Penck : *Die morphologische Analyse*, p. 166.

(2) Du reste, si l'on tient compte de la forme de *dôme* que nous avons déjà décrite, on voit qu'il doit y avoir à peu près coïncidence avec l'altitude actuelle du Haut-Morvan : 1174 m. est une altitude maximum.

sommets du Morvan et une carte *(cf. fig. 12, p. 80 et H. T., Pl. I)* donnant la disposition de ces plus hauts sommets, on voit apparaître l'existence de blocs tantôt basculés, tantôt presque horizontaux *(cf. 2e partie, Ch. II, p. 60)*. La comparaison avec un profil nord-sud du Morvan, tracé dans la portion orientale, là ou de nombreux lambeaux de Lias permettent de repérer avec certitude les accidents tectoniques *(cf. fig. 12, p. 80)*, fait apparaître de frappantes analogies dans les changements de pente des blocs, sauf au sud (affaissement du bassin d'Autun) : à une montée douce vers le sud en bordure de la Terre-Plaine succède une série de blocs sensiblement horizontaux ou même en pente inversée du nord au sud, avant que ne commence un grand bloc, basculé vers le nord, qui monte jusqu'en bordure du bassin d'Autun à l'est, et se casse, au centre, au passage d'Arleuf.

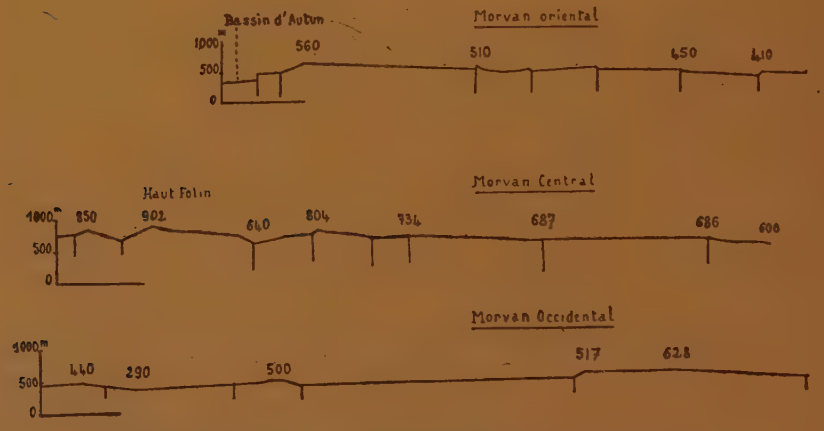


FIG. 12 : *Profils projetés des plus hauts sommets du Morvan :* à l'est, au centre, à l'ouest.
1/475.000.

D'autre part, les dépôts en place et les cailloux ramassés à l'est de la faille de Moux permettent de reconstituer les restes de la surface liasique : tous les plateaux sont des témoins plus ou moins frais de cet aplanissement : la partie la plus remaniée est au bord du bassin d'Autun : c'est le Morvan rajeuni. Au contraire, au nord, le glacis septentrional du massif, les « Pays-Plats » de Saulieu, les plateaux d'Alligny, de Fétigny sont, en grande partie liasiques. Or, si l'on considère au niveau de Moux, par exemple, les attitudes des plateaux incontestablement liasiques (590 m.) et celles des sommets à l'ouest de la faille de

Allure probable des dépressions et des limites des dépôts triasiques.

Selon nous, tous les territoires indiqués en hachures sur cette carte dépendraient topographiquement, en dehors du tracé des vallées, de la vieille surface pré-triasique plus ou moins remaniée (Morvan central), exhumée, ou encore à peine fossilisée (Morvan oriental).

CARTE III. — *Esquisse de la surface pré-triasique primitive (post-hercynienne).*

Moux (680 m.), on voit qu'elles sont les unes et les autres très uniformes et que leur différence est très constante ce qui s'explique facilement si on admet que les sommets de 680 m. dérivent du bloc soulevé qui se raccordait autrefois aux plateaux de 590 m. *(cf. fig. 13, p. 81 et fig. 42, p. 157).*

On est ainsi amené à considérer, pour toutes les raisons invoquées ci-dessus, que les sommets du Morvan Central dérivent de la surface liasique. Nous verrons, du reste, une confirmation de cette hypothèse dans l'étude ultérieure des restes éocènes dans le Morvan.

Ces sommets ont-ils été très remaniés? sans doute, très légèrement abaissés, car l'érosion latérale a seule prise maintenant sur ces tables granitiques ou primaires, longtemps protégées, pour la plupart, par une couverture secondaire, comme le prouvent les témoins crétacés de A. Boit et l'arkose que nous avons trouvée au nord de Gien-sur-Cure, à l'est de Dun-les-Places, de Saint-Brisson, à l'ouest de Saulieu... Maintenant, sur beaucoup de ces sommets, la roche sonne sous le pied, l'arène est absente; l'érosion latérale est faible dans tout le Morvan pourri étant donné l'empâtement aréneux des vallées, la faible pente des cours d'eau; elle est plus accusée quand on se rapproche des bordures

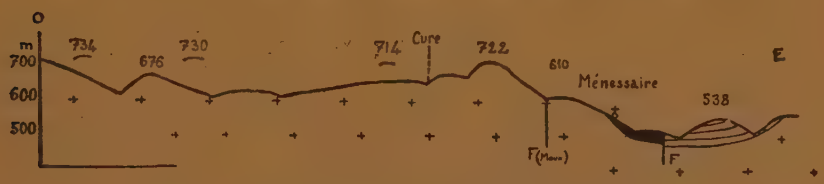


FIG. 13 : *La Faille de Moux* (cf. aussi fig. 42, p. 157).
Surface post-hercynienne à 610 m. à l'est de la faille et 720 m. à l'ouest; plus au nord, à 590 m. à l'est, 680 m. à l'ouest.

faillées (failles de Moux à l'est, de l'Yonne à l'ouest) ou dans le Haut-Morvan. Au contraire, à l'ouest tout est différent. La limite est constituée par la grande faille qui borde la rive droite de la vallée supérieure de l'Yonne, au-delà on ne peut qu'émettre d'incertaines hypothèses. Ce « Morvan troué » présente un style morphologique très différent des pays de l'est ou du centre : de vastes dépressions sont séparées par de véritables horsts, au sommet desquels on peut accrocher (?) des lambeaux de la surface liasique *(cf. fig. 12, p. 80 et H. T., Pl. IV)*; étant donné la valeur approximative des dénivellations par failles (150 m. pour la faille de l'Yonne) et l'allure du profil projeté des plus grandes altitudes, on peut considérer comme pré-liasiques les aplanissements situés à 680 m. à l'ouest du Haut-Folin, à 470 m. à l'ouest des Settons, à 620 m. à la latitude de Baigne.

*
* *

Ainsi, la surface composite post-hercynienne joue, dans la plus grande partie du Massif, un rôle encore considérable. Si l'on compare la carte des éléments de la surface liasique certains et probables avec une carte topographique du Morvan, on est frappé de l'importance de ces aplanissements : c'est leur conservation à un degré plus ou moins parfait qui détermine encore maintenant, sauf à l'ouest, les aspects fondamentaux des régions morvandelles.

En effet, nous avons vu que l'aplanissement réalisé à cette époque était relativement parfait et avait été immédiatement fossilisé : or, les soulèvements ultérieurs ont été à la fois assez modérés et assez tardifs pour provoquer un déblaiement récent de cette ancienne pénéplaine, qui a fonctionné alors comme une sorte de surface structurale, subsistant sous forme de plateaux étroits entre les grandes percées orientées vers l'ouest, de sommets aplanis parmi le drainage complexe du Morvan central, de grands aplanissements où s'entaille un relief en creux dans les Pays-Plats de l'est et du nord.

2. La surface infra-crétacée.

A. — Crétacé actuellement en place.

Le Crétacé ne se trouve plus actuellement sous forme de couches épaisses et continues qu'à 30 km. environ au nord-ouest du Morvan. Là, s'empilent des formations en grande partie d'origine marine, dont les multiples variations de faciès traduisent, comme pendant la période précédente, l'instabilité des mers où ils se sont déposés : les calcaires à spartangues de l'Hauterivien ravinent le Jurassique (15 m.); ils sont couverts par les argiles bariolées du Barrémien mêlées de minerai de fer et de lits de graviers, ce qui est à la fois un argument en faveur de l'exondation d'une région voisine et de la faible profondeur marine; l'émersion se poursuit avec les sables grossiers et les grès ferrugineux de l'Aptien, auxquels succèdent les fines argiles bleues micacées de Myennes (15 m.), indiquant au contraire un approfondissement des mers qui se confirme à l'Albien avec les 80 m. des sables quartzeux roulés de la Puisaye. On trouve, parmi ces sables, des blocs de grès ferrugineux et surtout, dans la Nièvre, des débris de bois fossiles et une faune qui indiquent en ce point des dépôts néritiques en eaux peu profondes (1). La diminution d'épaisseur

(1) P. Lemoine : *Géologie du Bassin Parisien*, p. 136 et ss.

de ces sables vers le sud (20-30 m. seulement dans la région de Nevers), dénote aussi la proximité du relèvement du fond marin; enfin, la constitution même des couches de l'Aptien et de l'Albien (éléments quartzeux et micacés) de même que la disposition des lambeaux-témoins semblent bien indiquer qu'une partie des matériaux venaient du Morvan, dont les roches cristallines étaient, au moins partiellement, mises à nu.

On assiste aux époques suivantes à un notable approfondissement des mers; les faciès marneux apparaissent sur de grandes épaisseurs. Lemoine dans sa carte du Cénomanien (1) montre ces dépôts bordant le Morvan seulement à l'est; là le Crétacé ne débuta qu'à l'Albien par un poudingue de dragées de quartz, puis se continua par les calcaires crayeux jaunâtres ou rosés du Cénomanien ou du Turonien; tous ces dépôts ne se rencontrent plus maintenant que dans le fossé de la Saône, à 50 km. du Morvan.

B. — Extension maximum des dépots crétacés.

Que faut-il penser alors de l'extension des mers crétacées? Des arguments géologiques certains affirment l'existence des mers albiennes et sénoniennes au moins jusqu'au bord même des terres cristallines à l'ouest et au nord. *L'Albien :* est représenté par des débris de grès ferrugineux rouges ou bruns, très durs, souvent noyés dans un lambeau de sables quartzeux. Ils sont visiblement remaniés et ont dû descendre sur place; on les trouve maintenant dans des espèces de poches de ravinement de la surface des plateaux calcaires (au nord-ouest d'Annay-la-Côte), dans des dépressions karstiques de ces mêmes plateaux (fond de vallée sèche au sud de Joux-la-Ville, esquisse de dolines dans le Bathonien au sud-est de Montillot); sur les replats ou dans les parties abritées des versants, exposés à l'est, du Serein, de la Cure et de l'Yonne; enfin, un lambeau remanié est conservé dans une dépression tectonique, au pied de la grande faille nord-sud d'Oisy-Cuncy, à l'ouest de Clamecy.

Ces restes (2) n'ont donc aucune valeur morphologique, mais ils permettent d'établir l'avancée des mers albiennes jusqu'à la corne nord-ouest du Morvan (sables blonds et grès blancs poreux de l'Albien à 100 m. à l'ouest de la gare d'Avallon (3), dragées de

(1) *Ibid.*, p. 158, la limite serait restée la même au Turonien; pour le Sénonien, il ne se prononce pas.

(2) Leur liste est donnée par J. Collenot : *Débris de transport sur les pentes du Morvan*, B. S. G. F., 1878-1879, p. 820. — A. Boit : *Bas. sup. de l'Yonne*, p. 71 et ss. et complétée par A. Hure (cf. (2)) et S. Gillet : *Révision Feuille Avallon 1/80.000*, B. S.-C. G. F., 1928, p. 53.

(3) A. Hure : *Note sur l'Albien, le Sparnacien...*, C. R. S. S. G. F., 1924, p. 29. — E. Chaput : Discussion sur le même sujet, C. R. S. S. G. F., 1924, p. 14, à propos d'une communication précédente.

quartz albiennes du Mont-Vigne). Au-delà on peut dire qu'il n'en existe pas. On trouve sensiblement dans les mêmes parages et dans les mêmes conditions, des traces de Crétacé supérieur, vraisemblablement de *Sénonien* et de *Santonien* (1). Les lambeaux sont constitués par des amas de silex ou de conglomérats siliceux, rarement fossilifères (nord-ouest d'Annay-la-Côte, à mi-pente au nord-ouest de Gros-Mont...). Souvent aussi des silex isolés ou des fragments de fossiles silicifiés se rencontrent soit sur la surface jurassique (silex éclatés jaunâtres à l'est du bois du Grand Moley, au sud-ouest de Vézelay), soit parmi les débris complexes qui couvrent le Bazois à l'ouest de Moulins-Engilbert (silex crétacés de Tamnay...), soit sur les terrains anciens. Sur le Morvan, nous devons avouer que les seuls silex d'allure crétacée que nous ayons ramassés proviennent des zones excentriques, plusieurs au sud d'Avallon, notamment dans le bois Boussadon, deux à 2 km. à l'ouest de Montigny-en-Morvan, un douteux (?) à 1 km. au nord-est de Sermages. Nous n'avons pas eu comme A. Boit (2) la chance d'en découvrir plus au centre, ni à l'est. Ces échantillons trouvés sur des champs récemment remués étaient remarquables par la fraîcheur de leurs arêtes; ils étaient donc, sans doute, à peu près descendus sur place.

Une concentration particulière d'éléments crétacés est à signaler au Mont-Vigne (428 m.) où sur un sommet de calcaire jurassique presque plat, voisinent des dragées de quartz filonien parfaitement roulées, sans doute de l'Albien, des petits silex bruns crétacés et des chailles éclatées, tantôt coupantes, tantôt émoussées mais non roulées, sur des lambeaux argileux. A l'est d'un léger col, on monte sur une croupe gneissique (415 m.) où on retrouve la même argile jaunâtre et des blocs (3) dont certains atteignent 80 cm. de diamètre et qui semblent bien descendus sur place, des silex crétacés brun rougeâtre moins nombreux que sur le sommet calcaire; il est à noter qu'ici les dragées de quartz manquent totalement. Un examen en plaque mince de ces blocs a permis de reconnaître une roche meuliérisée, imprégnée de calcédoine silexoïde avec des géodes tapissées de calcédoine et remplies de quartz de néo-formation. Une identification plus précise de cette roche n'a pu être faite; elle a déjà été signalée par C. Vélain et A. Michel-Lévy comme « roche meuliériforme » au même endroit et j'ai retrouvé la même à Coulon, 10 km. au sud sur le cristallin.

A l'est du massif, où après l'émersion de la fin du Jurassique la mer infra-crétacée revint par le nord et le sud-est (4), les témoins

(1) A. Boit : *Ibid.*, a trouvé des fossiles santoniens sur le Morvan.
(2) A. Boit : *Ibid.*, p. 75 et ss.
(3) L. Collot : *Esquisse géol. de la Côte-d'Or*, Dijon, 1911, les avait déjà signalés.
(4) L. Collot : *Esquisse géologique de la Côte-d'Or*, Dijon, 1911.

crétacés sont beaucoup moins nombreux : on trouve des traces d'Albien dans les remplissages de failles et diaclases du Signal de Mâlain (1) et du mont Afrique (2); au sud-est des oursins siliceux ont été découverts par de Charmasse aux environs de Drevin (nord-est du Creusot).

De la répartition actuelle des témoins crétacés, il résulte que les mers de cette époque ont dû atteindre le Morvan à deux périodes : à l'Albien où elles ont sans doute seulement écorné le nord-ouest et au Sénonien où elles ont largement empiété sur l'ouest et le nord du massif, peut-être aussi sur l'est (3)? La mer Sénonienne a dû s'arrêter au pied d'une espèce de môle avancé, s'élevant vers le sud *(cf. fig. 35 bis, p. 146)*, où une partie du Morvan était complètement dégagée de couverture sédimentaire, soit que les terrains jurassiques ne l'aient jamais atteinte, soit qu'ils en eussent déjà été arrachés.

C. — Existence d'une surface infra-crétacée au nord-ouest du Morvan.

L'existence au nord-ouest du Morvan d'une surface infra-crétacée est indéniable : on voit, en effet, les dépôts du Barrêmien-Hauterivien recouvrir la surface ravinée du Portlandien. Puis quand on s'avance vers l'est et le sud-est ce sont des lambeaux d'Albien qui reposent transgressivement sur les couches jurassiques et crétacées inférieures.

Cette surface a été déformée : d'une part, elle plonge régulièrement vers le nord et l'ouest; d'autre part elle a été affectée par des failles : on la trouve à 325 m. à Sementron et seulement à 218 m. à Fontenay-sous-Fouronnes, à l'est de la faille de Cuncy-les-Varzy, dans le compartiment affaissé (4).

Cet Albien de Fontenay est-il en place? C'est l'opinion de P. Jodot (5) bien qu'il reconnaisse que les faciès (grès et sables) rendent l'affirmation difficile. Cependant, l'abaissement du niveau au nord de Clamecy doit bien être dû à l'accident tectonique et non à une descente sur place, à cause de l'ampleur des lambeaux conservés, de l'égalité de leur altitude, de l'abaissement équivalent de l'ensemble du compartiment affaissé. Par conséquent,

(1) E. Chaput et Perriaux : *Exist. de sables albiens... sur les hauts plat. de la Côte-d'Or*, C. R. A. S., t. XVI, p. 1164.
(2) J. Martin : *Le Soulèvement de la Côte-d'Or...*, C. R. A. S., 1885, p. 872.
(3) A. Boit : *Ibid.*, p. 71 et ss.
(4) Le rejet de la faille de Cuncy varie de 200 m. au sud, à quelques mètres au nord où elle disparaît dans la forêt de Frétoy, laissant place à une flexure; il est de 70 m. environ à l'ouest de Clamecy à l'endroit où la dénivellation entre les lambeaux d'Albien est d'une soixantaine de mètres.
(5) P. Jodot : *Conversations*, 1946.

la surface infra-crétacée est jalonnée avec précision jusque sur le rive gauche de l'Yonne, au niveau de Mailly-le-Château.

Sur la rive droite, on entre dans le domaine des hypothèses. En effet, l'exiguïté des dépôts signalés sur les plateaux, leur situation fréquente dans des dépressions topographiques manifestement récentes (telles les têtes de vallées sèches de Brosses ou de Joux-la-Ville), leur faciès — leur mode de gisement (fragments de nappes peu épais, où même cailloux mêlés au sol superficiel comme dans la forêt d'Hervaux) — enfin, leur altitude concourent pour empêcher de les considérer comme gisements en place. Il faut ajouter que ces lambeaux appartiennent aux formations albiennes et sénoniennes; or, quand on rencontre des silex sénoniens, ils reposent directement sur le jurassique, ce qui n'arriverait pas s'il y avait quelques formations originelles. Parfois, comme au Mont-Vigne, on trouve les éléments des deux formations mêlés, mais, sans aucun respect pour la stratification, ce qui établit la preuve d'un remaniement et d'un abaissement à peu près sur place (les éclats des silex ont des bords très frais).

Il semble donc bien qu'on ne puisse accorder à ces dépôts aucune valeur morphologique et qu'il soit, par conséquent, impossible, dans ce secteur, de reconstituer la surface de l'infra-crétacé.

D. — Les conditions des dépots crétacés au nord du Morvan.

Quand on s'éloigne du Morvan vers le nord, on rencontre le Crétacé à nouveau régulièrement déposé; parfois l'Hauterivien ravine le Portlandien (entre l'Yonne et le Serein), mais près de l'Armançon et au-delà de la rive droite, il n'y a même pas de lacune et le Valanginien coralligène repose directement sur le Portlandien. Par contre, l'Albien est nettement transgressif.

Ici, comme au nord-ouest, il y a donc une surface composite fossilisée progressivement sous le Crétacé inférieur, puis sous le Crétacé moyen. Elle a été également déformée. On trouve la base des dépôts de l'Hauterivien en place à 250 m. dans le bois de Maligny et à 190 m. à Méré, exactement 7 km. au nord.

Ces cotes sont prises dans l'alignement des lambeaux albiens de la forêt d'Hervaux qui sont seulement aux environs de 300 m. d'altitude. Or, les failles de quelque importance qui se trouvent entre Méré et la forêt d'Hervaux sont sud-ouest nord-est et leur rejet renforce la pente générale des couches vers le nord-ouest; l'Albien est donc notablement abaissé.

Sur les plateaux jurassiques qui bordent la Terre Plaine immédiatement au nord et à l'ouest, il est donc certain que l'on ne peut pas retrouver de traces de la pénéplaine infra-crétacée. Elle a

sûrement existé puisque des traces subsistent des dépôts qui l'ont fossilisée mais elle passait au-dessus des couches jurassiques actuellement subsistant.

E. — Le problème de la surface infra-crétacée a l'est du Morvan.

Dès qu'on a franchi la vallée du Serein, le problème est plus délicat; au nord-est comme à l'est du Morvan, en effet, il n'y a même plus de restes crétacés à la surface des plateaux (1). Est-ce à dire qu'il n'y a pas eu de Crétacé dans cette région? Certainement si, puisqu'on en retrouve des éléments aux points les plus élevés des plateaux dans des remplissages de failles.

Sur les bords de ce fossé, on rencontre des dépôts faillés, conservés dans de petits compartiments souvent violemment basculés et constitués principalement de Valanginien au sud (au nord-ouest de Saint-Gengoux), de Cénomanien et de Turonien au nord (nord de Dijon sur les deux rives de la Tille) et surtout d'Albien, dont les dragées de quartz mêlées de sable quartzeux se rencontrent généralement au voisinage des autres éléments crétacés, bien qu'ils ne soient pas notés. La base de ces terrains crétacés est à 293 m. au nord-ouest de Saint Gengoux, à 313 m. à l'ouest de Pontaines, 290 m. au nord de Dijon et 230 m. au nord-est sur la rive gauche de la Tille.

D'autre part, un sondage fait à Auxonne (2) au milieu des « Granges » à 188 m. d'altitude a permis de fixer la base du cénomanien à — 100 m. environ ce qui laisse supposer une altitude voisine de — 140 m. au moins pour la surface infra-crétacée fossilisée. Cette dernière apparaît donc maintenant à l'ouest de la Saône, comme un gigantesque escalier, aux gradins bordés de failles; on n'en retrouve plus la trace sur les hauts plateaux mais comme dans les remplissages des fissures du coralien au mont Afrique (550 m.) et du Signal de Mâlain (600 m.), les restes de l'Albien s'accompagnent de témoins de l'Oxfordien, du Rauracien et peut-être du Kimmeridgien (3), on peut en conclure que la surface infra-albienne s'inscrivait au-dessus de tous ces terrains, soit à environ 180 m. au-dessus des sommets des plateaux actuels. Elle ne peut donc jouer maintenant aucun rôle topographique et A. Cholley (4), dans son étude des surfaces d'aplanissement des régions situées au sud-est du Morvan, ne la mentionne même pas.

(1) J.-J. Collenot signalait cependant quelques restes albiens et sénoniens sur les pentes de la montagne de Genay mais, pour ma part, je n'en ai pas trouvé.
(2) L. Collot : *Observations géol...*, 1904.
(3) E. Chaput : *Ét. sur l'évol. tect. et morphol...*, B. S. G. F., 1928, p. 12.
(4) A. Cholley : *Carte des surfaces d'aplanissement...*, Congrès intern. de Géogr. Amsterdam, 1938, p. 18.

F. — ...Et a l'ouest?

Il en est de même immédiatement à l'ouest du Morvan. Là abondent les restes de dragées de quartz et de silex crétacés dispersés dans les champs et les sous-bois du Bazois et jusque sur les bords du vieux massif. Mais il faut aller jusqu'à près de 100 km. de là, sur la rive gauche de la Loire pour voir réapparaître les terrains régulièrement stratifiés et retrouver, à 350 m. environ, la surface infra-crétacée fossilisée sous le Barrêmien dans la région de Sancerre.

La surface est, ici, déformée et faillée. Elle plonge irrégulièrement vers l'ouest et vers le nord. On la voit sortir des dépôts qui la fossilisent encore à 350 m. à Saint-Amand-en-Puisaye, légèrement au nord-est, à 160 m. à Dampierre, puis à 180 m. à l'est de Vatan.

Là, non plus, cette surface ne joue aucun rôle dans la topographie actuelle de la bordure même du massif.

G. — Les traces de l'érosion infra-crétacée sur le Morvan.

Il y eut donc, au début du Crétacé, après la légère déformation du Jurassique par les mouvements andins, une période d'érosion continentale s'exerçant en bordure des mers crétacées. Ainsi s'élabore une surface, bombée dans la région du Morvan, comme le prouve la nature des dépôts formés dans des eaux de moins en moins profondes quand on se rapproche du massif et contenant même des débris attestant l'émersion du Morvan et le déblaiement d'une partie des terres cristallines dès cette époque; des portions assez étendues de cette surface furent recouvertes à la suite des mouvements tectoniques, par une vaste transgression qui débuta à l'Albien.

Que se passa-t-il alors sur le dôme morvandiau?

Il était, à ce moment, recouvert d'un manteau triasique, liasique et jurassique de moins en moins épais à mesure que l'on se rapprochait du sommet, lui, vraisemblablement formé de roches cristallines à nu.

L'érosion infra-crétacée et crétacée rabota les calcaires jurassiques périphériques, commença à exhumer la surface post-hercynienne et attaqua enfin les pentes de l'îlot primaire. Actuellement, l'allure générale de la surface crétacée fossilisée, déformée et exhumée est celle d'un vaste dôme ouvert au sud, en pente douce à l'ouest et au nord et limité à l'est par une série de gradins faillés; le sommet du dôme est à peu près disparu, éventré par l'érosion. A peu près seulement, il me semble.

En effet, si, ayant calculé la pente de la surface sur une grande étendue, sans tenir compte des failles locales, on prolonge cette pente en direction du Haut-Morvan à partir de l'ouest ou du nord on constate que l'altitude ainsi déterminée varie entre 760 m. et 800 m; c'est aussi, à peu près, l'altitude obtenue en prolongeant la ligne représentant l'altitude de l'ancienne surface calculée à partir du mont Afrique et du Signal de Mâlain.

On ne peut donc trouver quelques traces des effets de cette

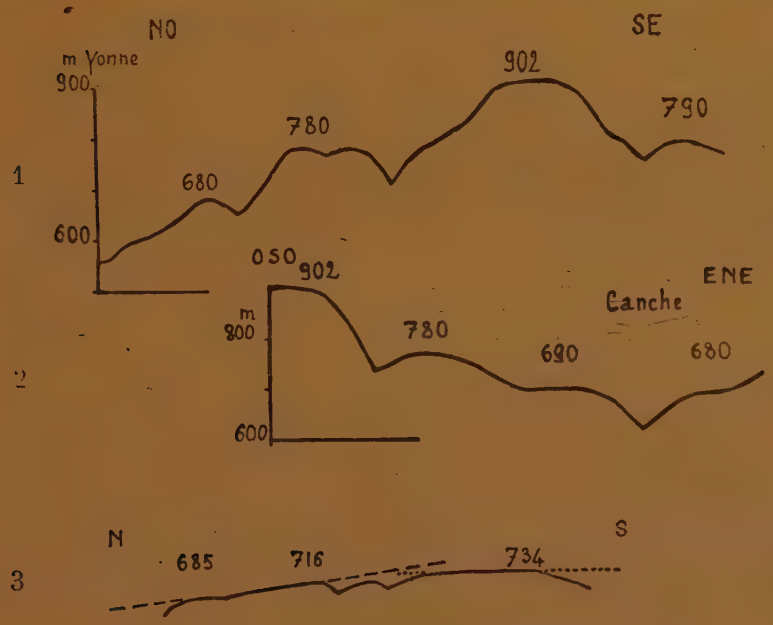


FIG. 14 : *Traces d'érosion infra-crétacées :*

1 et 2 : Double replat sur les pentes du Haut-Folin : 780 m. et 680 m.; or, ce dernier est daté de l'Eocène; 3 : Environs de Gien-sur-Cure : — —, surface post-hercynienne; ....., surface infra-crétacée.

phase d'érosion qu'au niveau où, à la rigueur, au-dessus de ces altitudes. Or, on constate, autour du dôme disséqué du Haut-Folin, quelques têtes de hautes vallées vers 800 m. se prolongeant par une série de replats ou de ruptures de pente vers 780 m.; on retrouve ces accidents au nord-est, au nord, au sud-est et à l'ouest. Est-ce une trace encore conservée de la surface infra-crétacée? Peut-être le suggérer apparaîtra-t-il bien osé!

Il y a cependant deux autres faits en faveur de cette hypothèse : c'est l'existence dans le Haut-Morvan d'une double rupture de pente... sur les flancs des hauts sommets, rupture parfois soulignée d'une exquisse de replats, par esemple sur les pentes du Beuvray.

Or, j'ai quelques raisons d'attribuer à l'érosion de l'époque éocène la plus basse de ces deux ruptures; l'autre pourrait donc correspondre au cycle anté-crétacé *(cf. fig. 14, p. 89 et photo 3, Pl. I)*. D'autre part, j'ai remarqué que quelques sommets du moyen Morvan présentaient deux pentes se recoupant sous un angle assez sensible, en particulier à l'ouest de Gien-sur-Cure *(cf. fig. 14 p. 89)* : ne pourrait-on y voir le restant d'un bloc de la surface post-hercynienne recoupée par la surface anté-crétacée et esquissant ainsi une surface à facettes?

Les relations entre surfaces post-hercynienne et infra-crétacée sont analogues dans beaucoup d'autres massifs hercyniens européens : le Limousin où A. Perpillou (1) en signale des témoins probables autour de la Montagne, vers 700-580 m. d'altitude, — l'Ardenne où Baulig et Lefèvre (2) pensent retrouver sur une partie, ou même sur la totalité des hauts sommets (560 à 700 m.), les traces d'une surface pré-crétacée, encore fossilisée dans le pays de Herve et recoupée dans le Luxembourg par la surface prétriasique (3); — le Bœhmerwald où de Martonne (4) a montré que cette surface bien caractérisée dans la Bohême Centrale pouvait correspondre à l'aplanissement de Mader... Ces analogies n'ont rien de très surprenant si on admet la possibilité d'un synchronisme tectonique de l'Europe hercynienne, synchronisme dont maintes observations nous ont déjà donné un aperçu.

C'est par conséquent dès l'infra-crétacé que commença l'évolution du Morvan presque dans ses formes actuelles : un dôme primaire, soumis à toutes les vagues d'érosion, entouré d'auréoles de terrains secondaires en voie de démantèlement ou d'aplanissement. L'époque crétacée ne fit que continuer cette œuvre sur les parties les plus hautes, mais elle amassa, par contre, quelques sédiments nouveaux sur le pourtour. Avec la fin des dépôts sénoniens le travail purement destructif reprit pour ne plus s'arrêter.

3. Les aplanissements tertiaires.

Tenter une étude des aplanissements tertiaires de la région morvannaise peut paraître bien hasardeux. A l'émersion continuelle mais irrégulière du massif lui-même, qui a considérablement favorisé le rôle de l'érosion sub-aérienne, s'ajoutent évidemment les difficultés déjà signalées dues aux accidents tectoniques

(1) A. Perpillou : Thèse, p. 70.

(2) H. Baulig : *Le Relief de la Haute-Belgique*, A. de G., 1926. — M. Lefèvre : *Les Surfaces d'aplanissement de l'Ardenne belge*, Congrès intern. de Géogr. Amsterdam, 1938, p. 83.

(3) G. Baekeroot : *Contr. à l'ét. de la dépr. périph. de l'Œsling*, Bull. S. B. E. G. de Louvain, 1932, t. II.

(4) Emm. de Martonne : *Deux massifs hercyniens...*, A. de G., 1926, p. 118-129.

qui se sont multipliés au cours de cette période. On ne peut donc, en l'absence presque totale de témoins datables, que reprendre la méthode utilisée à propos de la surface infra-crétacée : partir des éléments certains de la bordure et en déduire l'évolution possible des terres centrales plus élevées.

Les climats tertiaires dans le Centre de la France.

L'essai d'exposé général fait sur la formation des surfaces morphologiques (1) permet de déterminer les facteurs, à mon avis, essentiels : les déformations résultant des mouvements tectoniques (plis ou failles) et les variations climatiques.

Ce second facteur, sur lequel P. Birot (2) a appelé l'attention à propos des faciès détritiques, a également une influence importante en ce qui concerne la mise en route d'un nouveau cycle d'érosion, comme l'ont démontré A. Cholley et L. Aufrère (3). Or, le climat de l'époque tertiaire est assez bien connu et on a établi quatre grandes périodes qui ont marqué quatre étapes différentes dans l'évolution morphologique des montagnes de l'Allemagne centrale et méridionale et de la Suisse (4) : climat chaud et humide du Crétacé supérieur à l'Oligocène inférieur, chaud et aride à l'Oligocène inférieur et moyen; type « climat de mousson » de l'Oligocène supérieur au Pliocène inférieur, tempéré humide au Pliocène supérieur.

Ces observations sont très vraisemblablement applicables au Centre de la France car elles sont confirmées localement par les observations générales de A. Chavan (5) ou par des remarques de détail qui permettent de déceler quelques variantes et surtout de tenir compte de certaines nuances climatiques : Munier-Chalmas a signalé la faune tropicale du Thanétien conservée par les fameux moules en creux du travertin de la cascade de Sézanne et P. Jodot une faune analogue à Travers et à Dixmont dans le Sparnacien de la région de Sens; on voit au Cuisien et au Bartonien des colonies de nummulites envahir la région parisienne; Abrard (6) a décrit les polypiers et le palmier ainsi que le faciès gypseux du Lutétien supérieur à Paris, pendant que Cayeux attribuait à cette époque la formation de quartzine (7). De même au Bartonien les polypiers, au Ludien l'existence de lagunes gypseuses

(1) Cf. p. 73 et ss.
(2) P. Birot : Thèse, p. 67.
(3) Cf. p. 75.
(4) O. Jessen : *Tertiärklima...*, Zeits. der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, mars 1938, p. 36.
(5) A. Chavan : *L'Évolution des faunes marines... de la fin du Crétacé à la fin de l'Éocène*, B. S. G. F., t. XVI, 1946, p. 193.
(6) Abrard : Thèse, p. 175.
(7) Variété de silice, formée en milieu gypseux.

indiquent un climat chaud et sec (tout au moins au Lutétien supérieur et au Ludien). La fin du Ludien témoigne d'un accroissement d'humidité avec la multiplication des lagunes, l'apparition du rhinocéros et de la faune oligocène, l'existence de vastes écoulements chargés de masses de débris grossiers (1) (type oued actuel?), tel l'ancien « fleuve » ludien qui coulait du Morvan à la rive droite de la Loire jusqu'à Briare, puis empruntait la vallée du Loing, selon la reconstitution de P. Jodot (2). Cette tendance disparaîtrait au Sannoisien où J. Jung (3) signale dans la Limagne l'existence de dépôts saumâtres, la formation d'arkoses rutilantes, puis au Stampien où des formations gypseuses sont mentionnées dans les marnes blanches. Il y aurait donc une nouvelle diminution de l'humidité à l'Oligocène inférieur et moyen. Du reste, l'hypothèse fort séduisante de Mlle Alimen (4), sur la formation de dunes de type tchadien au Stampien dans la région parisienne, est parfaitement en accord avec les observations de J. Jung et des géographes allemands. Ces dernières sont également appuyées par le travail de F. Roman sur la région lyonnaise (5); les dépôts attribuables à l'Oligocène moyen dans la plaine à l'est de Lyon sont constitués par des marnes rouges ocreuses, avec alternance de bancs de minerai de fer et d'hématite rouge (c'est-à-dire un oxyde de fer anhydre), et par conséquent déposés en régime tropical sec.

L'Oligocène supérieur, représenté par des calcaires d'eau douce, indique au contraire un régime à nouveau plus humide, impression qui se confirme quand on constate la relative finesse des sables et le poli des galets helvétiens, l'existence de la faune de contrée chaude et humide de la Grive-Saint-Alban (6) attribuée au Tortonien, le passage du régime marin au régime saumâtre dans la région de Vienne, au Pontique, par l'apport d'eau douce venue des continents voisins. D'autre part, la persistance des restes de rhinocéros jusque dans le Plaisantien et l'Astien et la faune luxuriante de Meximieux (7) témoignent d'un climat chaud et humide jusqu'au Pliocène moyen. L'alternance climatique a donc joué de manière à peu près analogue dans toute l'Europe occidentale moyenne, déterminant des variations de faciès des terrains sédimentaires ou détritiques et une activité plus ou moins violente des manifestations de l'érosion.

(1) P. Combes : *Existence de grands cours d'eau médio-sparnaciens au sud du bassin de Paris*, Soc. Natur. paris., n° 3, p. 94.
(2) P. Jodot : *Notice explicative de la Feuille de Sens au 1/80.000*, Paris, 1942.
(3) J. Jung : *Géol. de l'Auvergne*, Mém. de la C. G. F., 1946.
(4) Alimen : Thèse, *passim*.
(5) F. Roman : *Géolog. lyonnaise*, Paris, 1926.
(6) F. Roman : *Ibid.*, p. 231; rhinocéros, loutres, insectes nombreux, chauves-souris géantes...
(7) Comparable à celle des Canaries actuelles.

Le facteur tectonique a eu, lui aussi, une importance considérable : nous avons déterminé les grandes étapes de la surrection : l'exondation définitive de la région au Crétacé, suivie sans doute d'une première esquisse de bombement, au début de l'Eocène supérieur : première étape de l'érosion; puis rejeu important des cassures, au début du Miocène, qui créa un nouveau relief au moment même où, après une période d'aridité, le climat redevenait humide : deuxième étape, ensuite au cours du Pliocène, une série de déplacements relatifs verticaux déterminèrent des phases successives de creusement et de remblaiement.

Ceci est une esquisse théorique : que fut la réalité?

A. — Conditions générales de l'érosion depuis la fin du Secondaire jusqu'au Pliocène.

a) *Allure des surfaces au nord-ouest du Morvan.*

La vallée de la Loire aux environs de Cosne est assez large, le fond plat et encombré d'alluvions tandis que des collines au sommet très aplani dominent les versants. Sur les bords de la vallée de la Vrille, on peut voir que ces collines sont constituées par du Crétacé dont la base repose en discordance sur le Jurassique : des poches de dépôts éocènes ravinent la surface de la craie tour à tour albienne, coniacienne, cénomanienne; enfin, des lambeaux de sables, attribués au Vindobonien, reposent en discordance sur divers étages éocènes (1) *(cf. fig. 15 et 16, p. 94)*.

Les terrains tertiaires débutent par le Sparnacien (eiv, argile sableuse à cailloutis de silex roulés (2) ou poudingues lustrés) qui repose surtout sur les couches crayeuses, mais est un terrain de transport fluvio-torrentiel constitué par des éléments arrachés à la fois à la couverture crétacée du Massif Central et du Morvan et aux roches cristallines déjà dégagées de ces deux massifs (nous avons vu que le Haut-Morvan était dans ce cas). Fréquemment, du reste, ce Sparnacien se confond à la base avec l'argile à silex classique, élément de décomposition superficielle *in situ* de la craie, telle qu'on la trouve sur une grande épaisseur sur les bords de l'Eure, par exemple; mais ici, elle remplit seulement de grandes poches, profondes parfois de 20 m. où l'argile est mêlée de silex non roulés, de grès et même de lignites; la couche superficielle

(1) On peut aussi voir les coupes données par P. Jodot et P. Lemoine : *Région au sud de Cosne, entre la Loire et le Nohain*, B. S. G. F., 1942, p. 48-49.

(2) A rapprocher sans doute des fameux silex roulés trouvés sur la feuille de Sens et attribués par J. Tricart et A. Cailleux à un phénomène marin (*C. R. S. S. G. F.*, 1946, p. 112); cf. aussi A. Vatan (*C. R. S. S. G. F.*, 1946, p. 204).

a été remaniée et entraînée plus loin. Après le grand ruissellement sparnacien, le régime lacustre s'empare de la région : un petit gisement lutétien a subsisté à Magny (2 km. au nord, nord-est de la Celle-sur-Loire), mais c'est surtout le Bartonien et le Ludien (1) qui prennent une importance morphologique considérable; deux faciès lacustre et torrentiel traduisent la complexité d'un régime que certains auteurs ont comparé, avec raison, à celui des régions subtropicales actuelles (2).

Les faciès bartonien et ludien sont très intéressants, car leur composition (prédominance de chailles roulées séquaniennes, argo-

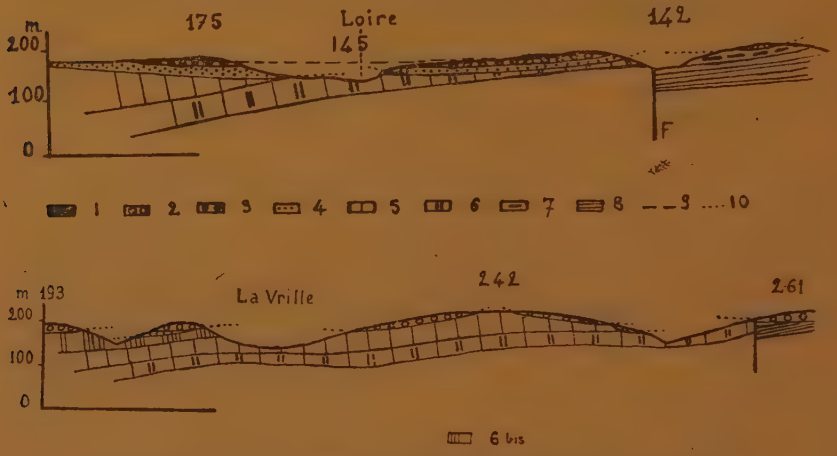


FIG. 15 et 16 : *Les surfaces tertiaires au nord-ouest du Morvan.*

1 : Vindobonien; 2 et 3 : Ludien; 4 : Sparnacien; 5 : Turonien; 6 : Cénomanien; 6 *bis* : Albien; 7 : Portlandien; 8 : Kimméridgien; 9 : surface infra-éocène; 10 : surface infra-miocène.

FIG. 15 : 1/140.000.
FIG. 16 : 1/140.000.

viennes, calloviennes, rauraciennes) indique le démantèlement d'une couverture essentiellement jurassique, tandis que les variations de leur volume (chailles de 30 cm. de diamètre au sud de Cosne, de 15 cm. seulement au nord de Danmarie-en-Puisaye), témoignent de l'érosion active d'une surface récemment surélevée vers le sud et vers l'est (3).

Comme on voit ces dépôts, calcaire lacustre et surtout cailloutis à chailles roulées, reposer en discordance tour à tour sur

(1) La date des « cailloux à chailles roulées » découverte de P. Jodot est très discutée. P. Jodot les attribue en bloc au Ludien, tandis que DENIZOT (*B. S. C. G. F.*, 1938, p. 112) échelonne leur formation du Bartonien au Ludien.

(2) L. AUFRÈRE : *La Cuesta crétacée du Berry...*, 1931.

(3) Ce mouvement correspondrait à la phase provençale du plissement alpin (antébartonien), A. DE LAPPARENT : Thèse, p. 184, et à la phase majeure pyrénéenne du Lutétien moyen

le Sparnacien, le Crétacé et même le Jurassique, on doit distinguer deux phases dans l'érosion éocène : une première étape pré-sparnacienne à dépôts sub-fluviaux (1) postérieure à l'émersion qui semble avoir eu lieu à la fin de la transgression crétacée (2) et avoir déterminé une surface en pente assez rapide si l'on en juge par la nature et l'allure des dépôts.

Puis des mouvements du début de l'Eocène supérieur déterminèrent une reprise de l'érosion caractérisée cette fois par de larges vallées aboutissant à des dépressions occupées par des lacs : ce sont des dépôts bartoniens et ludiens qui fossilisent cette

FIG. 17 : *Les terrains récents au nord de Bourbon-Lancy*, d'après P. Lemoine et A. Michel-Lévy.

1 : Alluvions modernes; 2 : Alluvions anciennes; 3 : Cailloutis de Picaud (? = Ludien de Jodot); 4 : Sables helvétiens; 5 : Calcaires à phryganes; 6 : Filon de quartz; 7 : poudingues carbonifères; 8 : schistes famenniens.

morphologie. Il y a discordance angulaire très nette entre les gisements sparnaciens et ces derniers.

Après une longue phase continentale dont les restes n'ont à peu près pas subsisté et qui fut marquée par des dislocations importantes, puisqu'on trouve les dépôts éocènes faillés à des altitudes différant de 100 m. entre l'est de Neuvy-sur-Loire et l'ouest de Dampierre (distance 11 km.), les formations miocènes ont recouvert l'ouest : au sud les sables Vindoboniens, au nord les sables Burdigaliens reposent en discordance sur le Sparnacien et le Ludien, témoignage d'une esquisse d'aplanissement dont le centre devait se trouver plus à l'ouest. On a ainsi une surface qui s'est élaborée sur les bords de la Loire jusqu'à la période miocène. Mais on constate que tous les dépôts précédents sont à peu près nivelés *(cf. fig. 17 p. 95)*. Nous n'avons pas le moyen, ici, de dater plus exactement ce dernier aplanissement. Mais Denizot a montré plus à l'ouest l'existence d'une surface vers 100 m. et ses rapports avec la mer des sables de la Basse-Loire :

(1) Au sens de G. DENIZOT : Thèse, p. 19.
(2) Peut-être en liaison avec une phase pré-alpine entre le Maëstrichien et le Danien.

il la date du Villafranchien (1). Tandis que, plus récemment, A. Cholley décrivait une plaine de niveau de base due au remblaiement du Pliocène supérieur ou du Pléistocène, dont le niveau remontant vers l'amont aurait atteint 110 m. en Sologne méridionale et 200 m. dans le Nivernais (2). On aurait donc ici les prolongements, les dernières morsures de cet aplanissement qui nivelle entre 100 et 150 m. Beauce et Sologne et s'élève à 220 m. sur les collines du Sancernois et à 260 m. à l'est de Cosne, au-delà de la coupure de la Loire (3).

b) *Les surfaces au sud-ouest du Morvan.*

Dans la région de Bourbon-Lancy, le paysage est formé de trois éléments : les vallées, dont celle de la Loire, au fond alluvial et plat, limitées par des versants convexes — des plateaux aux formes molles et peu accidentées, — des collines où les vallées serpentent, plus étroites, à l'est de la Somme. Le changement de paysage correspond à la faille de Bourbon-Lancy.

Au pied de cette faille est conservée une épaisse couche de calcaire à phryganes (plus de 80 m.), reposant à l'ouest sur une masse importante de calcaire chattien. L'Aquitanien est surmonté d'une mince couche de sables granitiques et argiles kaoliniques vers 260 m. d'altitude. Cette formation, très remaniée, est actuellement attribuée au Pliocène, à cause d'un passage latéral aux sables datés de Chagny; en réalité elle ressemble plutôt, dans cet endroit, aux sables helvétiens et a dû être triturée ultérieurement. Elle recouvre une terrasse de 60-70 m. et fossilise les versants et le fond des vallées affluentes jusque vers 230-240 m. De l'autre côté de la faille, les terrains anciens (houiller et granite) expliquent le changement topographique; la terrasse est ainsi séparée par une dénivellation d'une quarantaine de mètres d'un niveau supérieur de cailloutis (ch), qui renferme des chailles roulées en grosse proportion. Ces cailloutis sont donc vraisemblablement attribuables au Bartonien-Ludien, comme ceux qui présentent les mêmes caractères au Bois-de-Grond (320 m. à 21 km. de la rive droite de la Loire) et que P. Jodot date d'une manière identique.

Il semble, par conséquent, qu'on ait ici un aplanissement *éocène* (anté-bartonien) à 320-340 m., un aplanissement inframiocène pré-aquitanien entre Loire et Morvan, depuis Bourbon-Lancy, jusqu'à Champvert sur l'Aron, au moins, et pré-chattien plus à l'ouest; une surface *infra-helvétienne* partiellement rema-

(1) Denizot : Thèse, p. 535 et ss.
(2) A. Cholley : *Congrès de l'A. F. A. S.*, Paris, 1945.
(3) Denizot : *Ibid.*, pl. II (courbes de la surface du Plioc. supr.).

niée au Pliocène (ce serait la surface fossilisée sous les sables post-helvétiens de A. Cholley (1)) aux environs de 260 m. Enfin la butte de 472 m. est sans doute un témoin de la surface anté-triasique exhumée que l'on trouve faillée à 300-330 m. au nord *(cf. fig. 18, p. 97)*.

Tous ces aplanissements tertiaires qui se recoupent, près de Bourbon-Lancy, sous des angles assez importants, plongent vers l'ouest et, plus légèrement, vers le nord; tous sont plus ou moins dénivelés par des failles; la base des sables pliocènes elle-même

FIG. 18 : *La surface infra-triasique, au nord de Bourbon-Lancy.*
1 : Pliocène; 2 : Sinémurien; 2 *bis* : Hettangien; 3 : Trias; 4 : Tournaisien; 5 : Famennien; et Surface infra-triasique faillée.
H : 1/10.000; L : 1/80.000.

semble affectée par les accidents tectoniques, ainsi à l'ouest de Savigny-Poil-Fol et à l'est de Montaron.

c) *Les surfaces au sud-est du Morvan.*

De Saint-Gengoux à Montchanin, on traverse une région qui donne la clef de l'évolution morphologique de la contrée : A. Cholley (2) a eu l'occasion de l'étudier.

La surface pré-triasique fossilisée ou exhumée, en tout cas très faillée, forme le socle de la région. C'est sur la rive droite de la vallée de la Guye, au nord de Puley, que l'on peut le plus aisément reconstituer les étapes de l'érosion : on y voit, en effet, l'Albien décomposé, mêlé à d'autres couches crétacées réduites à

(1) A. CHOLLEY : *Cartes des surf. d'aplan. du Mâconnais et du Charolais,* Congrès intern. de Géogr. Amsterdam, 1938.
(2) A. CHOLLEY : *Loc. cit.*

l'état d'argile à silex (Sparnacien), raviner à 340 m. la surface de l'Oxfordien, tandis que le Pliocène repose directement sur le Jurassique, au flanc de la vallée de la Guye, à 300 m. (1). *(cf. fig. 19, p. 98).*

La même disposition se retrouve sur le bord occidental du fossé de la Saône; au nord-ouest de Saint-Gengoux, on voit le Valanginien au sommet décomposé en argile à silex sparnacienne,

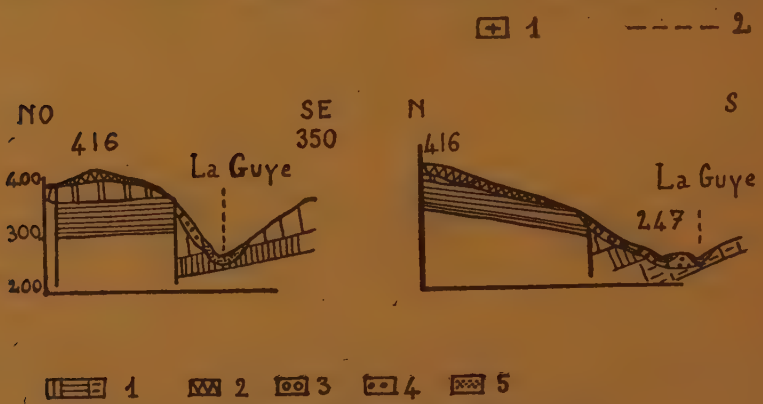


FIG. 19 : *Les terrains récents au sud-est du Morvan.*
1 : Terrains jurassiques; 2 : Éocène (crétacé décomposé); 3 : Pliocène; 4 : Alluvions anciennes; 5 : Alluvions récentes.
L : 1/100.000.

surmontée elle-même par le conglomérat de Buxy, attribué au Chattien ou à l'Aquitanien; au voisinage, le Sparnacien et, très rarement, le Jurassique.

Il y a donc eu successivement, au Tertiaire, des esquisses d'aplanissements *infra-crétacé, infra-éocène, infra-miocène, infra-pliocène.*

Il est curieux de retrouver sur les bords de la Saône des caractères très proches de ceux observés au nord-ouest du Morvan, mais avec moins de violence : un fossé tectonique bordé par une série de blocs effondrés sur lesquels se sont conservés les témoins des phases successives d'érosion; des esquisses de dépression à des époques différentes (lambeaux albiens seulement vers l'ouest, Valanginiens en bordure même du fossé actuel, conglomérats de Buxy uniquement près de Saint-Gengoux); juxtaposition de surfaces se recoupant sous un angle très faible allant en augmentant vers l'est comme le démontre le sondage de Collot à Auxonne (2), enfin, comme dans la région de Clamecy, il paraît

(1) La carte géologique indique également du Pliocène à 416 m. au sommet de la butte, mais il semble qu'il y ait une erreur.
(2) L. COLLOT : *Observat. géol...*, Mém. Acad. Sc. L. et A. de Dijon, 1904.

qu'il y eut une sorte de surface générale qui trancha les sommets vers 530-550 m. à l'ouest de Chagny et nivela les failles. Cette surface est postérieure aux conglomérats de Buxy puisqu'elle est postérieure aux failles qui les ont affectés; elle devait être terminée lors du dépôt des marnes si fines du lac de Bresse du Plaisantien : ce serait donc la fameuse surface *pontienne*, la pénéplaine d'Ornans de G. Chabot (1), celle de Mâlain de Chaput (2).

d) *Les surfaces au nord-est du Morvan.*

La région de Dijon permet de saisir un autre aspect des divers agencements des aplanissements tertiaires autour du Morvan.

1

1 bis

Fig. 20 et 21 : *Les terrains récents au nord-est du Morvan.*
Tous les terrains sont du Jurassique, sauf :
1 : Calcaires Oligocènes supérieur (?); 1 *bis* : Crétacé.
Pour les dépôts Pliocènes et quaternaires, voir légende fig. 19.
SIC : Surface infra-crétacée; SIM : Surface infra-miocène;
SIP : Surface infra-pliocène.
Fig. 20 : L : 1/120.000; fig. 21 : L : 1/120.000.

C'est une région de subsidence relative permanente depuis le post-Crétacé puisqu'on y trouve encore trois des derniers étages de cette époque, les sables fins quartzeux à dragées de quartz et les argiles bariolées de l'Albien, les calcaires crayeux du Turonien et du Cénomanien. La vallée de la Tille *(cf. fig. 20, p. 99)* tra-

(1) G. Chabot : Thèse, p. 37 et 121.
(2) Chaput : *Étude sur l'évol. tect...*, B. S. C. G. F., 1928, p. 154.

verse, en outre, un groupe de calcaires attribués aux étages bartonien, ludien et sannoisien, tandis que l'épaisseur considérable des conglomérats calcaires faillés de la gare de Dijon (100 m.) est rattachée à la fin de l'Oligocène (Chattien) ou au début du Miocène (Aquitanien). Les sables et les cailloutis du Pliocène recouvrent une grande partie de la surface topographique à l'est et au nord de Dijon, dans un vaste hémicycle bordé successivement par des vallonnements et des replats vers 330-360 m., puis 450 m.

L'évolution géologique de la région semble marquée par les grandes étapes suivantes : surface *infra-albienne*, faillée, formant une sorte de gouttière au passage de la vallée de la Tille. On la prolonge à l'ouest, bien au-dessus du Signal de Mâlain. Les aplanissements tertiaires paraissent bien avoir joué sur elle : *infra-bartonien*, *infra-aquitanien*, tous deux déformés et faillés. Ensuite s'est précisée l'importante surface qui dut commencer à s'élaborer sur les hauteurs pendant la période mi-continentale, mi-lacustre du Tertiaire moyen et pour laquelle nous venons de suggérer la date du *Pontien*. C'est à ses dépens que les formes *Pliocènes* ont entamé le terrain.

L'écart angulaire entre ces aplanissements est assez considérable à l'est de Dijon (1); au contraire, il devient très faible à quelque distance des deux rives de la Tille et au nord, on voit même disparaître la surface infra-albienne, rongée par l'érosion infra-bartonienne ou infra-aquitanienne au nord-ouest et les traces de cette érosion, enfin, effacées par la vague pliocène *(cf. fig. 21, p. 99)*.

e) *Les aplanissements tertiaires autour du Morvan.*

Ces considérations permettent de retracer l'évolution morphologique des environs du Morvan, au cours de la fin du Secondaire et du Tertiaire.

Et, d'abord, il semble abusif de parler à cette époque de *pénéplaine* ou même de *surface*, dans cette région tout au moins. Si nous avons dû maintes fois utiliser, au cours de notre exposé, le terme de surface, c'était seulement pour une commodité de vocabulaire.

Les étapes successives de l'érosion qui s'exerça sans interruption sur les terres morvandelles se traduisirent par une série d' « équilibres morphologiques », réalisés sur une étendue plus ou moins vaste et brusquement détruits par un sursaut tectonique ou par une variation climatique.

On peut ainsi distinguer : *une étape pré-sparnacienne*, due à une première esquisse de bombement comme en témoignent le

(1) A. Cholley : *Les Plateaux de la Haute-Saône*, B. A. G. F., p. 194.

ruissellement en nappes des matériaux et les traces de phénomènes karstiques ultérieurement fossilisés (1); elle est caractérisée sur de vastes étendues par une décomposition de la craie soit superficielle (au nord-ouest, sur une masse considérable de Crétacé marin), soit totale ou presque (au sud-est, en bordure du fossé de la Saône, sur des sédiments crétacés supérieurs vraisemblablement sub-littoraux), puis par le remaniement et le transport de l'argile à silex ainsi formée sur une surface plongeant vers le nord, l'ouest et le sud-est... A l'est du Morvan, au contraire, les plateaux calcaires, encore couverts de Crétacé au nord, se suivaient sans interruption et on peut imaginer une époque où le centre montagneux était légèrement déplacé vers l'est par rapport aux points culminants actuels.

C'est alors que, vraisemblablement à la suite d'une modification climatique (répartition différente des pluies devenant saisonnières, comme en régime tropical), et aussi de mouvements locaux du sol (esquisse de dépressions à l'emplacement des futurs fossés), l'érosion changea de style. C'est l'étape pré-bartonienne que les dépôts surtout ludiens à l'ouest, bartoniens au nord-est ont fossilisée. A ce moment, les vagues d'érosion, attaquant suivant de vastes auréoles en pente douce (2), progressent autour de larges chenaux fluviaux comme au nord-ouest, et de lagunes qui vont s'approfondissant (Lutétien, puis Ludien, de la Celle-sur-Loire; Bartonien, puis Ludien superposé du nord-est de Dijon...). On a encore des traces de ce système laguno-torrentiel autour et à l'est de Dijon, au voisinage de l'actuelle vallée de la Loire, depuis le nord de Nevers. Les mêmes phénomènes ont été repérés dans la cuvette orléanaise par G. Denizot (3) (après la surface primordiale de l'Eocène inférieur, ondulations, dépôts lacustres et aplanissements topographiques réduits de l'Eocène supérieur), par A. Cholley dans la Bourgogne méridionale (4) et par Y. Boisse de Black sur les bordures cristallines du détroit de Rodez. Ailleurs, l'absence de sédiments de cette époque ne permet aucune hypothèse.

Le même système persiste en s'amplifiant au cours de la période à tendances arides de l'Oligocène et au début du Miocène : l'extension des dépressions, favorisées peut-être par la préparation des accidents post-aquitaniens, devint plus considérable et *cha-*

(1) G. Chabot : Thèse, p. 35 et ss. — Fournier : *Étude sur le régime des eaux dans le Quercy...*, B. S. C. G. F., 1899-1901, p. 479 (karst éogène à la suite de la surrection du pays au Lutétien).

(2) A. Cholley : *Carte des surfaces d'aplanissement...*, 1938, *loc. cit.*

(3) G. Denizot : *Sur la pénéplaine supérieure du bassin de Paris...*, C. R. A. S., 1921, p. 988. *Bordure orientale de la région orléanaise*, B. S. C. G. F., 1938-1939, p. 112. — A. Cholley : *Remarque sur la morphol.*, A. de G., 1935, p. 574.

(4) Y. Boisse de Black : Thèse, p. 213, place des mouvements au Sannoisien.

cune fonctionna comme niveau de base local, en entraînant les régions voisines dans son cycle d'aplanissement (lac de Beauce, zones de subsidence du Bourbonnais, du Dijonnais...). Les calcaires ou les conglomérats chattiens et aquitaniens (1) fossilisèrent ces formes dont les failles post-aquitaniennes interrompirent l'évolution. Telle fut l'étape infra-miocène (2) que l'on retrouve dans tout l'ouest et au nord-est du Morvan. Mais c'est au sud-ouest et au nord-est que l'écart angulaire entre cette phase d'aplanissement et la précédente est le plus considérable. Il fallut les accidents tectoniques post-aquitaniens pour provoquer, sans doute, le rejeu de certaines failles ou quelques déformations locales et la remise en marche de l'érosion. Celle-ci favorisée par un climat humide et stimulée par l'ampleur des dénivellations prit une importance générale considérable. Elle détermina le nivellement des failles, la destruction de reliefs et la formation d'épaisseurs énormes de débris à faciès sablonneux.

L'importance des sables burdigaliens (3) du Bassin parisien et de la Sologne, des sables helvétiens (4) de la région rhodanienne est en rapport certain avec l'élaboration d'une surface dont le Pontien marqua vraisemblablement une étape essentielle. Elle a été décrite par G. Chabot (5) dans le Jura, par E. Chaput (6) sur les plateaux bourguignons, par Y. Boisse de Black (7) dans le détroit de Rodez.

D'autre part, le Pontien est une époque capitale par son activité : régression marine générale et érosion violente (8), plissements alpins paroxysmiques; on peut, par conséquent, concevoir une surface dont l'évolution aurait été interrompue à cette époque, donc pour laquelle le Pontien aurait marqué l'étape ultime.

Cette récapitulation rapide confirme l'existence d'une *surface*

(1) E. Chaput *(Étude sur l'évolution...)* décrit de même les cuvettes néogènes et pense que les conglomérats ont rempli des vallées creusées dans les calcaires lacustres légèrement antérieurs.

(2) Il ne nous a pas paru possible de déterminer dans notre région une surface infra-aquitanienne et une surface post-aquitanienne telles que A. Cholley les a décrites plus au sud (*Carte des surfaces...*, A. F. A. S., Amsterdam, 1938, p. 13 et ss.).

(3) Il est remarquable qu'en bordure des grandes chaînes alpines le *Burdigalien* correspond à une époque d'érosion intense, par exemple à l'est des Karpates (conglomérats à galets entre deux étapes salifères), ou sur le bord de l'Himalaya (amas détritiques constituant les premiers éléments des collines de Siwalik), à des grandes épaisseurs de conglomérats ou de molasse sableuse dans les Alpes de Provence.

(4) Cf. H. Schoeller : *Ét. sur le Sidérol. du Lot-et-Garonne*, B. S. G. F., 1941-1942, p. 1. Les sables appelés aujourd'hui « Pliocènes » que l'on trouve tout autour de la partie méridionale du Morvan ne sont à notre avis que les sables miocènes remaniés par l'érosion ultérieure (cf. A. Vatan : *Rem. sur l'importance des remaniements*, C. R. S. S. G. F., 3 juin 1946, p. 204).

(5) G. Chabot : Thèse, p. 121.

(6) E. Chaput : *Ét. sur l'évol. tect. et morph.*, B. S. C. G. F., p. 149.

(7) Y. Boisse de Black : Thèse.

(8) Cf. F. Roman, G. Denizot, A.-F. de Lapparent passim et J. Bourcart : *Les Confins albanais*, Rev. de Géogr. phys. et Géol. dyn., 1922.

pré-sparnacienne, déformée, puis partiellement sculptée par les vagues d'érosion locales infra-bartonienne et infra-aquitanienne, déformée à nouveau et remaniée sur une vaste étendue par une *surface pontienne*, attaquée à son tour au Pliocène. Dans ces conditions, on ne peut trouver inscrites sur l'ensemble du Morvan essentiellement que des formes infra-éocènes et des formes miocènes.

B. — Traces des aplanissements réalisés depuis l'Éocène jusqu'au début du Pliocène dans le Morvan et sur la bordure.

a) *Les restes des aplanissements éocènes.*

Nous avons commencé, tout comme pour la surface infra-crétacée, par rechercher les éléments susceptibles de nous fournir quelques indications sur la région de bordure du massif.

On rencontre au nord et à l'ouest du Morvan, sur les plateaux calcaires du bord de l'Avallonnais, des dépôts marqués *ev* sur la carte géologique. L'étude attentive de quelques-uns de ces gisements nous a conduit à certaines hypothèses; l'exemple du gisement situé à 295 m. au nord des bois de la Madeleine, à l'ouest de Vézelay, est typique.

Dans une espèce de cuvette de 30 m. environ de diamètre, sont déposés parmi un sable lie-de-vin, des grains quartzeux plus ou moins émoussés, de petits fragments de grès, des dragées de quartz filonien peut-être albiennes et quelques concrétions blanchâtres, rubéfiées en surface, de sables kaoliniques, le tout accompagné d'éléments ferrugineux qui ont été exploités. Il s'agit incontestablement d'Eocène et, d'après P. Jodot (1) de sables sparnaciens qu'il a désignés par *ev* sur la feuille voisine de Clamecy et qu'il a vus en place à 20 km. à l'ouest de là, à Beaumont-Arbre, près de Clamecy (274 m. d'altitude). A quelques mètres de cette poche *(cf. fig. 22, p. 104)*, une argile brunâtre forme un mince placage; elle renferme des sables sparnaciens légèrement grésifiés, des galets de quartz sans doute albiens, des débris manganésifères d'origine sub-aérienne et quelques parcelles d'argile rougeâtre : c'est un terme de passage. En effet, un peu plus haut (308 m. environ), s'étale sur le Bathonien une épaisse argile d'un rouge ocre vif; c'est une argile de décalcification mêlée de grains de quartz et de pisolithes de fer avec quelques traces de sables sparnaciens très remaniés.

Il apparaît que les dépôts du fond de la poche représentent des restes sparnaciens conservés en place dans une dépression karstique infra-éocène façonnée dans le Jurassique; la présence d'élé-

(1) Analyse de nos échantillons.

ments albiens remaniés est parfaitement normale (1). Un aplanissement postérieur a dû trancher les sables sparnaciens ne laissant subsister que ceux qui étaient situés dans une position déprimée.

Or, on a des traces manganésifères dans l'argile voisine de ce gisement; et certains fragments de grès du sommet du Mont-Vigne sont agglomérés par un ciment de même nature; peut-on rapprocher les conditions de formation (horizontalité et calme des eaux) qui ont été établies par S. Dulucea dans son étude sur les sols de Roumanie (2), et établir un parallélisme avec les rognons

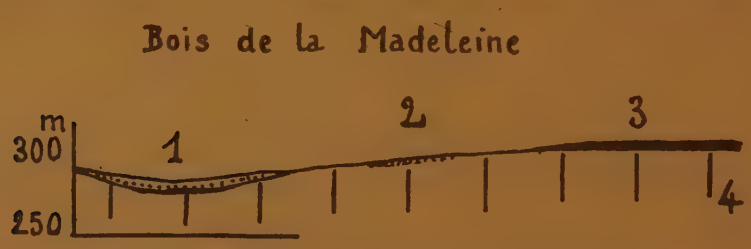


FIG. 22 : *Coupe à travers le Bois de la Madeleine.*
1, 2, 3 : cf. texte p. 103; 4 : Jurassique.
H : 1/5.000; L : 1/40.000.

de manganèse oxydé, liés aux calcaires sannoisiens de Pont-sur-Yonne (3) ou avec le manganèse mêlé à du fer dans les sables argileux de Toussieu (plaine à l'est de Lyon) et daté de l'Oligocène supérieur? On aurait là une formation continentale en liaison avec les esquisses d'érosion infra-aquitanienne (4).

Mais, cette formation est elle-même fragmentée et remaniée. Or, nous l'avons signalée sur le sommet du Mont-Vigne. Ce mont est séparé du Morvan par la grande faille bordière nord-sud. Sa surface est à 428 m., celle du vieux massif à 415 m. sur la lèvre opposée où l'on trouve des blocs meuliérisés. Ces blocs ne sont pas *in situ* mais vraisemblablement peu descendus sur place. On n'en rencontre qu'à l'Est du Cervon, ailleurs sur le Morvan. On peut les rapprocher des éléments meuliérisés (similitude de processus climatique) signalés ailleurs *(cf. p. 116 n. 5)*. La faille a donc été nivelée et n'a pas rejoué depuis : l'aplanissement est post-aquitanien. Serait-ce la surface dite pontienne qui aurait récemment remanié les sommets des plateaux calcaires à l'ouest de Vézelay et de Bazoches et la croûte meuliérisée du Mont-Vigne cristallin?

(1) Cf. P. JODOT : *Feuille de Sens*, 1942.
(2) S. DULUCEA : *Le Manganèse dans le sol de Roumanie*, thèse, Bucarest, 1914.
(3) V. RAULIN et A. LEYMERIE : *Statist. géol. du départ. de l'Yonne*, Paris, 1858, p. 146.
(4) F. ROMAN : *Ibid.*, p. 300 et ss. — Mlle LEFÈVRE (*loc. cit.*, p. 85) décrit sur les pentes nord de l'Ardenne à 555 m. un lambeau de sables rapportés à l'Olig. marin en place, non loin d'un lambeau d'argile à silex.

On aurait donc, au bois de la Madeleine, au Mont-Vigne, le recoupement, le remaniement de plusieurs aplanissements successifs sans qu'il y ait un changement de relief de plus de quelques mètres (1) : ceci s'oppose à ce qu'on trouve plus près du fossé de la Loire, à l'ouest ou sur le Morvan, à l'est. On serait, en somme, dans une espèce de « zone-charnière » entre la subsidence de l'ouest et la surrection de l'est.

C'est dans la même région, au sud du bois du Fourneau, qu'on pouvait voir, dans une excavation creusée pour prendre l'argile, des « sables kaoliniques (2) », quartzeux, mal roulés, empâtés dans une argile blanchâtre avec veines rubéfiées en surface.

Cette formation, épaisse de 1 m. environ, ravinait irrégulièrement l'argile rougeâtre de la surface jurassique. Elle apparaissait, d'après sa situation et son aspect, comme attribuable également aux altérations puis au transport sparnaciens.

A l'ouest entre Loire et Morvan, les plateaux sont entaillés dans le Jurassique et dans le Crétacé. On remarque que la craie est presque partout recouverte d'une couche de Sparnacien que nous avons décrite (3). Les terrains jurassiques sont également profondément décalcifiés en surface et il ne subsiste plus que des chailles non roulées et des silex d'origine jurassique mêlés à un sable quartzeux. Ne peut-on faire un rapprochement entre les facteurs climatiques et hydrographiques qui ont permis ces deux modifications analogues (décalcification, conservation des silex non roulés, présence d'éléments cristallins...) et, puisque la surface entaillée dans la craie est un complexe éocène, dater de la même manière celle des plateaux jurassiques? Hypothèse d'autant plus vraisemblable que les poches de Sparnacien reposent sans intervention de failles à des altitudes analogues (par exemple à 269 m. au sud d'Etais) à celles des sédiments décalcifiés (270 m. au sud-est d'Entrain).

Les mêmes phénomènes se reproduisent à l'est de Nevers où on constate que tous les sommets aux formes tabulaires qui dépassent 350 m. sont décalcifiés aussi bien dans le Crétacé de Sancerre que dans le Jurassique et même le Lias au-dessus de 300 m., à l'est du massif de Saint-Saulge. Or, P. Jodot attribue à l'Eocène supérieur le gisement à Chailles roulées du bois de Grond à 320 m. d'altitude. On retrouve donc les traces de l'érosion éocène aux altitudes actuelles suivantes : 320 m. à l'est de Saint-Saulge (cailloutis à chailles roulées), 400 m. à l'ouest (jurassique décalcifié), 200 m. sur la rive gauche de la Loire (cailloutis à chailles roulées) qui attestent des dislocations ultérieures.

(1) A. Cholley (*Morph. de la région paris.*, A. de G., 1943) décrit une surface analogue, polygénique, à 280 m. sur la feuille au 1/80.000 de la région de Sens.

(2) G. Denizot : Thèse, p. 57.

(3) Cf. p. 93.

Enfin, il existe aussi, sur le Morvan, des éléments résiduels qui ont retenu notre attention. En plusieurs points élevés, j'ai trouvé des gisements absolument caractéristiques d'une argile kaolinique grossière mais parfaitement arrivée à terme : la transformation des feldspaths était totale; seuls subsistaient quelques quartz et de très rares éléments micacés (1); l'argile se pétrissait parfaitement dans la main et, à la voir, blanchâtre avec quelques veines rubéfiées, on pouvait la confondre avec des argiles liasiques remaniées, comme on en ramasse sur l'arkose à l'est du massif (2). Les placages observés atteignent environ 1 m. d'épaisseur; ils sont toujours étalés dans des dépressions très évasées et recouverts par une couche végétale épaisse de 0 m. 80 à 1 m. 50; presque tous ont été exploités pour fabriquer des briques. Les quatre points essentiels sont les gisements des Chaumes Contentins (sud-est des bois de Patuet) à 590 m., au pied de la faille de Moux, — de l'Huis Prunelle (sud-ouest de Gien-sur-Cure), à 690 m. sur le Morvan Central, — à Ouroux, à 570 m., près de l'étang, — au pied de la côte 601, sur la route de Château-Chinon à Fachin (580 m.). Ces restes s'observent maintenant dans des positions déprimées : soit qu'ils aient été ainsi formés dans des dépressions marécageuses (3), soit qu'ils aient glissé par la suite; nous inclinons en faveur de la première hypothèse car le gisement de Fachin, vu en coupe, montre un paysage progressif à des éléments de moins en moins décomposés, en profondeur.

D'autre part, j'ai trouvé à 680 m. d'altitude, à peu près à 300 m. au sud du col des Paquelins, des restes d'une roche durcie brunâtre, très fine, formant des espèces d'alignements horizontaux fragmentaires de 7 à 8 cm. d'épaisseur, intercalés dans une masse considérable d'arène sableuse; après examen, A. Lanquine a conclu à une « formation de remaniement de surface, vraisemblablement recouverte d'alluvions latéritiques ». Or, il existe autour de la cuvette d'Arleuf, une véritable banquette de replats de même altitude, banquette qui se prolonge sur les bords et à l'intérieur du Haut-Morvan par des replats ou de hautes vallées sèches, accidentées par des failles (telle la vallée des Maçons au nord-est du Haut-Folin, la tête de la vallée de la Canche... *(cf. carte hors texte)*.

Il est assez curieux de constater que les dépôts résiduels que nous venons de décrire sont des traces de transformation attribuables à un climat tropical humide (latéritisation, kaolinisation

(1) Silicate d'alumine anhydre + K^2O + NA^2O — silicate d'alumine hydraté (examen de A. Lanquine).

(2) L'analogie est même assez poussée (proportion forte de quartz, faible quantité de calcaire (0,375 % à Pensières; 0,09 % à l'Huis-Prunelle) décelée par une analyse chimique); seul l'examen en plaques minces révèlent des différences de structure fondamentales.

(3) VERNADSKY : *La Géochimie*, p. 121-207.

et karstification : puisque les dépôts de la bordure fossilisent fréquemment des dépressions karstiques). Si nous rapprochons ces observations des conditions générales du climat éocène que nous avons décrites, nous voyons qu'il provoquait certaines formes de décomposition bien caractérisées : disparition des feldspaths par kaolinisation dans les granits (1), altération superficielle des calcaires par décomposition argileuse et karstification, quand les conditions topographiques s'y prêtaient (2). Enfin O. Jessen (3) attribue essentiellement comme effets, à ce climat, kaolinisation et latéritisation et E. Bruet (4) a montré que ces deux manifestations étaient liées entre elles. Si on ajoute que des phénomènes analogues ont été signalés pour la même période dans le Massif Central par H. Baulig, A. Perpillou et L. Gachon (5), sur la bordure méridionale du Bassin Parisien par A. Cholley et L. Aufrère (6), dans les plaines du Bas-Rhône par P. George (7)..., il semble qu'on ait quelque raison d'attribuer les restes signalés à l'Eocène.

D'autre part, leur altitude très élevée, leur importance et leur concentration dans les parties les plus hautes du Morvan alors vraisemblablement seules dénudées, leur ressemblance avec les sables kaoliniques quartzeux du bois du Fourneau, tout concourt à permettre de les dater de cette époque.

L'érosion du début du Tertiaire s'est donc marquée sous forme de hautes vallées au cœur même du vieux massif et l'on peut suivre les grandes lignes de cet ancien réseau hydrographique (*cf. p. 165*, étude détaillée), qui était orienté essentiellement est-ouest (8) au Ludien, puisque P. Jodot a signalé des traînées de débris amenées du Morvan par les eaux torrentielles de cette époque, et qui ne fut transformé sans doute qu'au moment des grandes cassures post-aquitaniennes.

Ce haut réseau de vallées détermina non seulement de grandes percées est-ouest comme le col des Paquelins ou celui de Mont-

(1) Cf. P. Birot, F. Ruellan, J. de Lapparent (pour les réf. exactes voir ci-dessous ch. sur « les Cuvettes »), F. Kraut et A. Vatan : *Sur l'origine argileuse des dépôts des environs de Confolens...*, C. R. A. S., 1938, p. 443.

(2) Au Mont-d'Or, près Lyon, F. Roman a trouvé une surf. bathonienne karstifiée et fossilisée sous les dépôts du Lutérien supér.; H. Schoeller et E. Fournier ont signalé des formes karstiques sous le Sidérolithique du Quercy.

(3) O. Jessen : *Tertiärklima...*, Zeits. der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, mars 1938, p. 36.

(4) E. Bruet : *Les éléments sableux du Sidérolit. du Périgord*, C. R. S. S. G. F., 1946, p. 31.

(5) H. Baulig : Thèse, p. 24 (indique les mêmes conditions pour la pénéplaine éogène) et p. 138. — A. Perpillou : Thèse, p. 72 et ss. — L. Gachon, Thèse, p. 12 (ces deux derniers très inspirés de Baulig).

(6) A. Cholley : *Morphol. rég. paris.*, p. 81. — L. Aufrère : *Dissym. Bas. Paris.*

(7) P. George : *Présent. d'une carte des surf...*, C. intern. Géogr., Amsterdam, 1938, p. 28.

(8) Cf. le drainage à la même époque dans le sud-ouest du Mas. Central. A. Meynier : *Carte de la surf. éogène...*, C. intern. Géogr., Amsterdam, 1938, p. 13.

sauche, mais il doit être aussi responsable des molles dépressions qui séparent les sommets aplanis du Morvan pourri *(cf. fig. 23, p. 108)*. La topographie le prouve et aussi les restes kaoliniques qui tapissent précisément le fond de certaines de ces dépressions.

A l'est du Morvan Central, l'érosion éocène a inscrit, en grande partie, ses formes sur les terrains secondaires actuellement déblayés : aucune trace n'a donc été conservée, sauf exceptionnellement auprès de la faille de Moux (1). A l'ouest des sommets, on retrouve des formes de cette époque dans les compartiments, abaissés ultérieurement, d'Ouroux et de Fachin. On peut même,

FIG. 23 : *Dépressions éocènes du Morvan pourri.*
AK : Argile kaolinique.
H : 1/5.000; L : 1/40.000.

par les dépôts et l'aspect morphologique des sommets, arriver à tracer à peu près la limite du cristallin découvert à l'Eocène : elle devait passer, au nord-ouest à la limite nord des bois de Lapérouse et à l'ouest de la vallée du Chalaux moyen. En effet, en deçà on pénètre *dans les Pays-Plats du Nord :* on ne découvre plus d'argiles kaoliniques et les sommets ont l'aspect de plateaux dégagés en une seule fois (peut-être à la fin de l'Eocène ou plus tardivement?), au lieu de présenter, comme dans le Morvan Central, ou Morvan pourri, des dômes très aplanis dominant des dépressions confuses, souvent humides, aux formes indécises; au-delà, la surface devait trancher les couches jurassiques. En reste-t-il des traces?

La carte géologique indique des lambeaux d'argile plastique attribuées au Thanétien, aux alentours de Corbigny, vers 270 m. Ce sont de faibles placages d'argile jaunâtre qui n'ont rien de caractéristique et dont les éléments sont mêlés au sol superficiel : ou bien ce sont des dépôts éocènes, mais combien remaniés! ou plutôt du Pliocène? En effet, à l'est de Tamnay, j'ai trouvé dans les bois, à peu près au sommet de la butte de 348 m., des argiles analogues, mêlées à des silex sénoniens, des dragées albiennes, des fragments de chailles jurassiques et des sables quartzeux,

(1) Aux Chaumes Contentins : altitude relative, vraisemblable à l'Éocène, supérieure de 90 m. à l'altitude actuelle qui est de 600 m. près de la faille, donc en rapport évident avec le gisement de l'Huis Prunelle, sur le bloc soulevé.

c'est-à-dire du matériel attribué au Pliocène quelques kilomètres plus au sud.

Plus à l'ouest, le premier dépôt en place que l'on rencontre est celui du bois de Grond, formé de chailles roulées (donc Bartonien ou Ludien) et situé à 320 m. d'altitude, qui s'explique par la proximité de la dépression de la Loire. D'autre part, si on admet l'hypothèse suggérée plus haut (1) on rencontrerait les aplanissements éocènes sur la plupart des plateaux de 400-450 m. situés à l'ouest du massif de Saint-Saulge. Ainsi, on retrouve le même paysage qu'à l'ouest du Mont-Vigne et, là non plus, l'érosion n'a pas dû avoir une grande importance : seul le rejeu des failles qui a changé l'altitude relative des blocs et a déterminé le déblaiement du Bazois, de la bordure occidentale du Morvan et, sans doute, du massif de Saint-Saulge en entier, a modifié quelques aspects locaux de la topographie surtout au sud-ouest du Mont-Vigne (2).

Ainsi, les traits morphologiques essentiels de la région occidentale du Morvan dateraient de l'Eocène (3) et ceci s'explique par l'importance et la proximité du niveau de base formé par la pré-Loire, par l'existence d'une pente générale vers l'Ouest et le nord, enfin, par la proportion relativement beaucoup plus forte que dans les calcaires jurassiques de l'est de formations marneuses (4) qui ont favorisé un déblaiement rapide...

Cette conclusion est appuyée par la présence, sur la rive gauche de la Loire, à l'est de Nérondes, du matériel complexe miopliocène recouvrant successivement le sidérolithique, le Ludien lacustre et les sables helvétiens caractérisés, reposant eux-mêmes, séparément en plusieurs points différents, à la surface du jurassique : il n'y a donc pas eu de déblaiement important post-éocène dans le fossé de la Loire (5).

Les traces d'érosion éocènes sont remarquables pour leur importance dans la morphologie des bordures des grands bassins sédimentaires français (ouest et nord du Massif Central (cf. H. Baulig. A. Perpillou, A. Meynier...), versant sud de la Montagne Noire (A. David (6)), fragments orientaux du Massif Armoricain,

(1) Cf. p. 105.

(2) C'est-à-dire dans une région où l'altitude du socle cristallin est telle qu'une surface s'appuyant à l'est à 680 m. sur le cristallin et à 450 m. à l'ouest sur le Jurassique, devait s'inscrire dans les terrains tendres du Lias, faciles à déblayer.

(3) G. Denizot : Thèse, p. 540 : dès « l'Éocène en divers points les traits de la topographie actuelle était déterminée » (il s'agit du Massif Central).

(4) Le Rauracien, le Bathonien et le Bajocien notamment sont en grande partie marneux à l'est de Nevers, ils changent de faciès vers le nord.

(5) Le sud-ouest du Morvan (région de Bourbon-Lancy), situé au voisinage de la zone de subsidence bourbonnaise, a eu une évolution différente qui la rattache à la région plus méridionale étudiée par A. Cholley : l'absence totale de dépôt interdit ici toute reconstitution hasardeuse d'aplanissement pré et post-aquitaniens.

(6) A. David : *Le Relief de la Mont. Noire*, A. de G., 1920, p. 241.

en particulier forêt de Perseigne (G. Denizot), bordure occidentale de l'Ardenne (Mlle Lefèvre (1)) et des glacis qui descendent des massifs hercyniens jusqu'aux plaines centrales : Puisaye et Forêt d'Othe (A. Cholley), Sancerrois et Perche (G. Denizot). Elles ont été souvent plus ou moins remaniées mais continuent à déterminer l'allure générale du relief (cf. A. Cholley, surface polygénique du sud-est du bassin de Paris), et mêmes quelques accidents de détail, telle la cuesta crétacée du Berry (2) (L. Aufrère).

b) *Relations entre les anciennes surfaces morvandelles :*

Alors que les surfaces éocènes s'enfouissent sous les sédiments plus récents au centre des bassins sédimentaires (Bassin Parisien), des fossés tectoniques (de la Loire, de la Saône), ou des régions de subsidence locale (cuvette dijonnaise, bourbonnaise), elles ont, au contraire, remanié les surfaces antérieures des massifs déjà attaqués par l'érosion. Il se pose donc, dans le Morvan, le problème des rapports entre les surfaces post-hercynienne, infra-crétacée et éocène : étudier ces rapports, c'est apporter une preuve de plus en faveur de l'attribution aux restes post-hercyniens des plus hauts sommets du Morvan.

En effet, au sud de Gien-sur-Cure et autour des Settons, le paysage est formé de trois éléments essentiels : des sommets, des dépressions confuses, les vallées actuellement drainées. Les dépressions tapissées d'argiles kaoliniques sont à attribuer à l'Eocène : les sommets qui les dominent sont plus anciens; or, les plus élevés présentent parfois la double pente où nous avons voulu voir une morsure infra-crétacée sur un aplanissement liasique. Dans le Haut-Morvan, les hauts sommets dominent une sorte de table à deux étages qu'entaillent les vallées : cet étagement est particulièrement net sur les flancs du Beuvray, au sud de la dépression d'Arleuf; or, la plus basse de ces deux banquettes, qui est la plus largement représentée, est datée de l'Eocène par les observations faites à l'est et au nord d'Arleuf : comment dater autrement que de l'infra-crétacé et du post-hercynien (liasique) les deux étages supérieurs, puisqu'il n'y a pas possibilité d'autres restes de surfaces dans le Morvan, comme nous l'avons déjà établi *(cf. p. 79)*?

Théoriquement, l'évolution générale se présente ainsi : sur une surface post-hercynienne assez bien réalisée et fossilisée en très grande partie s'est exercée l'érosion infra-crétacée et même con-

(1) Sur les bords de la Sambre, Mlle Lefèvre indique des dépôts éocènes qui recouvriraient une surface infra-crétacée presque exhumée.

(2) L. Aufrère : *La Cuesta crétacée du Berry septentrional*, 1931, déjà signalée par A. de Grossouvre : *Olig. et Mioc. au S. du Bassin Parisien*, S. C. G. F., 1900, p. 986.

temporaine du Crétacé sur les points culminants; cette dernière a creusé les premières hautes vallées sur les flancs du dôme morvandiau déjà exhumés, replats et têtes de vallées de 780 m. et a enlevé la couverture sédimentaire sur une vaste auréole périphérique (sommets écornés de Gien-sur-Cure) ; venant ensuite, l'érosion éocène a, suivant le même mécanisme, entaillé plus profondément les vallées du Haut-Morvan (replats et portion de vallées sèches des bois de Folin et du Grand-Montarnu vers 680 m.), tracé les premières hautes vallées du Morvan Central, depuis le nord d'Arleuf jusqu'au nord de Montsauche (dépression de l'Huis-Prunelle 690 m., anciens chenaux est-ouest des alentours des Settons

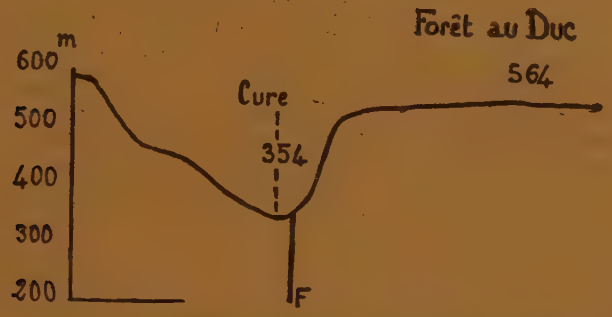


FIG. 24 : *Déblaiement sur les bords de la Cure moyenne.*
La Forêt-au-Duc est la surface post-hercynienne récemment déblayée.
L : 1/50.000

et de Montsauche 600 m.) et, enfin, déblayé de sa couverture sédimentaire la région au nord de Saint-Brisson, à l'ouest du Chalaux (580-600 m.), où, actuellement, les vallées miocènes s'enfoncent directement dans la surface post-hercynienne déblayée sans trace d'autres vallées antérieures *(cf. fig. 24, p. 111)*.

Ainsi se trouvent établis la succession et les rapports des surfaces d'érosion depuis le Primaire jusqu'à la fin de l'Eocène. Et, cette analyse ainsi que l'observation du paysage dans le Haut-Morvan *(cf. photos)* pourraient bien amener encore une autre conclusion : le sommet du Morvan ne dut jamais être recouvert par les sédiments depuis le Primaire mais, dôme soulevé par intermittence et sans cesse éventré, son évolution mérite quelque attention particulière (1).

(1) Cf. chapitre sur « le Haut-Morvan ».

c) *Date de la surface des plateaux bourguignons.*

Nous avons suggéré rapidement, à propos des études locales précédentes concernant la bordure du Morvan, l'existence d'un aplanissement pontien sur les plateaux bourguignons. C'était traiter un peu à la légère un problème capital.

Des plateaux calcaires jurassiques entourent le Morvan au nord-ouest, au nord et à l'est, à distance variable. Ils sont formés tantôt par une surface d'érosion très vaste, au nord, tantôt par des éléments de surfaces structurales et de surfaces d'érosion juxtaposés, à l'est. Leur caractère essentiel, par-delà les grandes coupures des vallées, les vastes affouillements locaux, ou l'écorchure des accidents karstiques, c'est une remarquable continuité. Ils s'étendent, en effet, depuis la Loire à l'ouest jusqu'au-delà de la Marne, à l'est (1); et, si l'on considère les points les plus hauts, on les voit s'élever à peu près régulièrement des rives de l'Yonne, de l'Aube et de la Saône jusqu'à culminer dans la région de Mâlain (600-630 m.). Ils se terminent au sud par une dentelle de tables calcaires et se fragmentent, en Auxois, en de multiples buttes.

On peut se demander, d'abord, si ces plateaux ont constitué à une époque quelconque une même surface. Trois observations permettent de répondre affirmativement : l'allure des hautes terres des plateaux, la correspondance des altitudes et la nature des débris trouvés sur le sol.

Les plateaux se présentent comme de vastes tables calcaires, très souvent structurales sur de grandes étendues, en particulier sur le Bathonien. Ils offrent deux styles tectoniques différents : tabulaires et peu faillés au nord et au nord-est, ils sont, au contraire, ondulés et hachés de failles à l'est où ils ressemblent fort aux accidents jurassiens. Mais on constate, tout de suite, que les failles ont été nivelées car ou bien elles le sont encore, ou bien le rôle qu'elles jouent dans la topographie ne correspond pas à leur escarpement originel (2) (failles de Concœur à l'ouest de Nuits, d'Ivry à l'est d'Epinac, de l'ouest de Dijon.... *cf. fig. 25, p. 113*). La surface des plateaux, vue de loin, offre aux regards une ligne très ferme, sensiblement horizontale; elle est bordée par des abrupts parfois taillés en corniches (dans le bajocien des buttes de l'Auxois); elle est accidentée de vallées souvent largement épanouies sur un fond marneux, et surtout de nombreuses manifestations karstiques (vallées sèches profondes de 20 à 30 m., ravins aux flancs raides ou bien hautes têtes de vallées aux flancs plus adoucis, quelques rares gouffres et des grottes essentiellement près des vallées actuelles...) : en dehors de ces entailles plus ou moins pro-

(1) E. Chaput : *Étude sur l'évol. tect. et morphol...*, B. S. G. F., 1928, p. 12.
(2) E. Chaput : *Observations géol. sur la mont. de Bar*, Dijon, 1922.

fondes, les plateaux sont très doucement modelés avec de grandes croupes aplanies à peine vallonnées.

La constance de leurs attitudes est aussi à noter : nous désignons ainsi, non pas tellement l'égalité de la surface que la régularité des hauteurs des buttes ou des éléments de plateaux séparés : ainsi « la Montagne » atteint 584 m. au mont Afrique, 565 m. au Plan de Suzan, 590 m. au sud de la forêt de Veluze, 572 m. au sud de Civry-la-Montagne, 576 m. au mont Saint-Jean et 591 m. à Vieilmoulin, 516 m. au sud-ouest de Vitteaux, 494 m. à Sainte-Colombe, 430 m. à Vénarey, 360 m. au sud de Montbard.

Enfin, ces plateaux ont encore en commun un troisième caractère : c'est l'absence de dépôts importants à leur sommet; les buttes

FIG. 25 : *Failles à l'ouest de Dijon.*
1 : Calcaire Oligocène supérieur; 2 : Argovien; 3 : Callovien.
H : 1/10.000; L : 1/80.000.

au nord de Semur, la surface des Chaumes d'Auvenay... sont effroyablement nues et rabotées. On peut, cependant, en cherchant bien, découvrir des silex crétacés et des poches éocènes jusque sur la rive occidentale de la Brenne (1); on trouve aussi, surtout sur le Bathonien, une terre fortement argileuse, rougeâtre qui renferme un grand nombre de grains de limonite allant de la grosseur d'une tête d'épingle ou d'un pois à celle d'un petit œuf; — parfois des grains de quartz émoussés ou des petits cristaux de feldspath orthose libérés de leur roche et non roulés (2); — de place en place une accumulation de débris, de cailloutis très fins (que la carte géologique a quelquefois marqués sous le signe a^1b) et qui com-

(1) Nous n'en avons pas trouvé au-delà du Serein mais COLLENOT *(Descript. géol. de l'Auxois)* en signale au nord de Semur et aux environs de Montbard.
(2) Peut-être par destruction sur place des galets de roches cristallines transportées là au cours d'un ruissellement antérieur.

prennent essentiellement du quartz anguleux, fort peu de limonite, des débris provenant visiblement de cailloux plus gros fragmentés (granulite, feldspaths) et des sables que P. Jodot rapporte au Sparnacien. A l'extrémité orientale de ces plateaux, E. Bruet décrit des formations de plateaux analogues, mais il y signale la présence d'alumine (1). Enfin, le signe « A » désigne sur l'ensemble des plateaux calcaires une formation détritique que A. Boit (2) dénomme « l'arène calcaire », alors que C. Rouyer (3) rappelle le nom de « grouine » utilisée aussi en Lorraine; ces éléments calcaires, anguleux, dus à la désagrégation sous l'influence du gel et du dégel, se prolongent jusqu'aux rives de l'Yonne au nord du Morvan (où la carte ne les indique pas). On les trouve dans les fentes des hauteurs d'Arc-en-Barrois où elles recouvrent une faune Villafranchienne. Elles sont, d'autre part, antérieures à la terrasse de 55 m. de la Seine supérieure.

De cette triple série de remarques, on peut donc conclure à l'existence d'un aplanissement généralisé de tous ces plateaux. Peut-on dater cet aplanissement? Nous avons décrit, entre l'Yonne et la Cure, des poches de Sparnacien en place. Au nord-ouest, sur les rives de l'Yonne, M^lle^ A. Hure (4) a maintes fois signalé des débris albiens, sparnaciens, lutétiens et stampiens qui parsèment les plateaux et dont certains gisements seraient en place (le Lutétien, en particulier, meuliérisé à 185 m. à l'E. de Sens). A l'extrémité sud-orientale, on voit des dépôts sparnaciens surmontés directement par les conglomérats oligocènes dans les compartiments effondrés du bord de la Saône; d'autre part, Chaput (5) admet que les remplissages des fractures du signal de Mâlain contiennent, outre des débris jurassiques et des dragées et des sables vraisemblablement albiens, des poudingues calcaires à cailloux roulés ressemblant beaucoup à ceux de Dijon et datés, pour cette raison, de l'Oligocène supérieur : nous pouvons ajouter un argument en faveur de cette datation, c'est l'analogie entre les résidus trouvés dans les poches ci-dessus et ceux trouvés sur les blocs affaissés des bords du fossé de la Saône aux environs de Châlon.

Les failles de Mâlain, comme celles du mont Afrique, sont donc postérieures à la fin de l'Oligocène, ou tout au moins elles ont eu un rejeu important postérieur à cette époque; or, la surface dont nous nous occupons les a nivelées : elle est donc au moins miocène. D'autre part, le gisement du Pliocène supérieur d'Arc-en-Barrois,

(1) E. Bruet : *Sur la nature et l'âge du limon des plat. au nord-est de la Ferté-sur-Aube*, C. R. A. S., 1927.
(2) A. Boit : *Le Bassin supérieur de l'Yonne*, p. 42 et ss.
(3) C. Rouyer : *Actions périglaciaires sur les calcaires jurassiques de Bourgogne*, C. R. S. S. G. F., 21 avril 1947, p. 133.
(4) A. Hure : *Observ. sur le Sparnacien de l'Yonne*, C. R. S. S. G. F., 1923, p. 213. *Note sur le Calc. Lutétien de l'Yonne*, C. R. A. S., 1920, p. 1068. *Albien, Sparnacien, Stampien dans l'Yonne*, B. S. G. F., 1924, p. 29.
(5) E. Chaput : *Et. sur l'évolution...*, 1928, B. S. C. G. F.

signalé par E. Bruet (1) occupe une position telle qu'il peut être considéré comme postérieur à l'aplanissement du plateau environnant, selon l'interprétation morphologique donnée par L. Aufrère et E. Bruet (2). Comme il est daté du Villafranchien, ceci nous permet d'envisager la surface étudiée comme terminée avant le Villafranchien.

Nous avons fixé les limites de l'évolution; d'autres constatations permettent-elles d'arriver à une précision plus grande?

Il faut tenir compte, d'abord, des aplanissements antérieurs : les conditions des dépôts résiduels que nous avons signalés (3) nous ont permis de déterminer une surface nivelée au Sparnacien, au nord-ouest du Morvan, des auréoles d'aplanissements anté-aquitaniens autour de Bourbon-Lancy et autour de Dijon et, enfin, une esquisse de surface polygénique, maintenant disloquée, à l'ouest de Châlon-sur-Saône (4) (nivellement anté-sparnacien confondu avec le nivellement infra-crétacé). C'est sur cet ensemble composite, émergé en permanence, sauf quelques points recouverts de lacs, que s'est exercée la reprise d'érosion due au changement de climat du début de l'Oligocène supérieur (retour à l'humidité). Elle a été violente si l'on en juge par les galets calcaires assez bien roulés et très volumineux que l'on trouve à Dijon ou à Buxy (5), par l'importance des grains de quartz autour de Bourbon-Lancy, dans les dépôts du Chattien-Aquitanien. La vague d'érosion fut importante (6) puisqu'on retrouve des traces de ce conglomérat jusqu'à Mâlain, Auxey près de Beaune, au Chemin de Santeney à Nolay et sur toutes les rives de la Loire au sud-ouest du Morvan jusqu'à Nevers. Son importance fut sans doute surexcitée par le jeu de certaines failles : B. du Roselle a pu déterminer l'âge anté-stampien d'une faille nord-sud (7) dans le Forez et établir qu'une phase d'érosion avait joué au cours même de l'Oligocène; Y. Boisse de Black signale de grands mouvements au Sannoisien dans le détroit de Rodez; L. Gachon (8) des mouvements verticaux au Stampien, recommencés à la fin de l'Oligocène; P. Glangeaud (9) la reconsti-

(1) E. Bruet : successivement sur le même sujet voir : *C. R. S. S. G. F.*, 1926, p. 122; *C. R. A. S.*, 1927, p. 602; *B. S. G. F.*, 1927, p. 115; *C. R. S. S. G. F.*, 1927, p. 129; *C. R. A. S.*, 1929, p. 1262; *C. R. S. S. G. F.*, 1929, p. 89; *Bull. Soc. Études des S. Nat. de la Haute-Marne*, 1929.

(2) L. Aufrère et E. Bruet : *La Morphol. Pliocène...*, Bull. A. G. F., 1931, p. 22.

(3) Cf. p. *passim supra.*

(4) A. Cholley : *Carte des surf. d'aplanissement*, 1938, p. 24.

(5) E. Chaput : *Étude sur l'évolution tectonique et morphologique de la Côte-d'Or*, B. S. C. G. F., 1928.

(6) G. Denizot : *C. R. A. S.*, 1921, p. 988 : signale la même phase d'aplanissement en rapport avec le lac de Beauce autour du Bassin Parisien.

(7) B. du Roselle : *Rech. morphol. sur les Monts du Forez*, B. A. G. F., 1945, p. 30.

(8) L. Gachon : *Les Limagnes du sud*, Thèse, 1938, p. 13.

(9) Ph. Glangeaud : *Les Coll. enregistreuses du Massif Central*, C. R. A. S., 1917, p. 1005.

tution à l'Oligocène du chenal houiller qui traversait le Massif Central : tout ceci serait en rapport avec la seconde phase du plissement alpin, entre le Sannoisien et le Stampien (1). Les répliques de cette phase paroxysmale ayant provoqué de nouveaux accidents ou de nouveaux rejeux : les failles de du Roselle ont rejoué après l'Oligocène, de même que celles de Gachon; G. Chabot date de l'anté-Aquitanien les failles jurassiques; F. Roman (2) et P. George (3), du Chattien les cassures du Sillon rhodanien...

Il faut faire un effort pour saisir l'infinie complexité de cette époque de l'Oligocène supérieur : les masses calcaires, déjà plus ou moins nivelées, lentement plissées ou faillées, parfois les deux, et offrant une prise nouvelle à l'érosion active favorisée par un climat chaud et humide. Vaste coup de rabot dont les effets se prolongent en s'amoindrissant quand le calme revient et que les hauteurs, progressivement, se rapprochent du niveau de base (4). Aux abondants conglomérats de l'Oligocène supérieur, formés de gros éléments, succèdent les sables miocènes; aux galets calcaires venus de la couverture sédimentaire, les sables quartzeux arrachés aux massifs anciens.

Les faciès des dépôts du Bassin Parisien et des plaines de la Saône aident à comprendre l'évolution des hautes terres (5) à l'époque des sables burdigaliens et helvétiens (sables du Lozère, sables de la Sologne, de la vallée de la Loire et aussi, à mon avis, une grande partie des sables attribués au Pliocène dans le bassin d'Autun et dans le fossé de la Saône...). L'abondance de ces sables indique une érosion continue; leur relative finesse, un aplanissement très avancé. A. Cholley a déjà mis leur formation en rapport avec une vague d'érosion s'attaquant aux massifs en voie de soulèvement (6).

Dans ces conditions le début du Pontien peut apparaître, en effet, comme l'étape finale de l'aplanissement de la région : la régression marine généralisée de cette époque, signalée par F. Roman et A. F. de Lapparent en ce qui concerne le secteur rhodano-méditerranéen, reconnue par G. Denizot pour le nord-ouest, marquerait la phase terminale de l'érosion miocène : ceci s'accorderait

(1) A.-F. de Lapparent : Thèse, 1938.
(2) F. Roman : *Géol. Lyonnaise*, p. 320.
(3) P. George : *Présent. d'une carte...*, C. internat. de Géogr., Amsterdam, 1938, p. 27.
(4) E. Chaput : *Ibid.*
(5) La théorie de la surface meuliérisée miocène, élément fondamental de la morphologie actuelle du Bassin Parisien, d'après A. Cholley (*Morphol. de la région parisienne*, 1943), pourrait trouver une confirmation dans l'existence, à l'est de Sens, de calcaire lutétien meulïérisé (cf. A. Hure) vers 180 m. (sur une surface polygénique : infra-sparnacienne, infra-lutétienne localement, et miocène); au nord d'Annay-la-Côte, de Bathonien inférieur meuliérisé que j'ai trouvé à 320 m. d'altitude; et, au Mont-Vigne, de blocs meuliériformes, à 415 m. sur la colline morvandelle.
(6) *Morphologie de la région parisienne*, p. 16, A. de G., 1943.

avec les propositions de G. Chabot pour la région d'Ornans, les conclusions de E. Erzinger (1) pour l'Ajoie, les hypothèses de E. Chaput concernant la Côte-d'Or, et, dans un tout autre domaine, les affirmations de Y. Boisse de Black. Parmi ces travaux, celui d'Erzinger semble bien apporter des preuves paléontologiques et stratigraphiques incontestables pour la partie nord du Jura. Or, le matériel vosgien qu'il décrit sur l'ancien glacis méridional des Vosges est à rapprocher de celui signalé par Bleicher (2), Emm. de Martonne (3), par A. Cholley (4) à 400 m. au nord de Calmoutiers, et plus loin par E. Bruet (5) sur un plateau, qui mordant autrefois, sur la pente du revers vosgien, s'inclinait vers le Bassin Parisien à l'ouest et la dépression de la Saône, à peine esquissée au sud-ouest.

Ainsi, c'est au début du Pontien que furent réalisées les grandes surfaces en glacis, régulièrement inclinées depuis le bord des vieux massifs hercyniens jusqu'aux étendues centrales des bassins : élaborées lentement, en certaines régions depuis l'Eocène, les mouvements oligocènes leur donnèrent une pente très voisine de celle que nous leur connaissons; la vague d'érosion miocène remania l'ensemble, tantôt collant à la surface éocène tantôt utilisant un aplanissement anté-aquitanien, dégageant parfois l'ancienne pénéplaine hercynienne.

Que reste-t-il de ce complexe miocène, ou plutôt mio-pontien autour du Morvan et à l'intérieur du massif?

d) *Les restes de la surface mio-pontienne autour du Morvan et dans le massif.*

Le Morvan, à la fin de l'époque miocène, apparaissait donc comme un dôme, déjà sculpté sur ses sommets et sur ses premières pentes par l'érosion, depuis le Crétacé, au moins, aux points les plus hauts, et depuis l'Eocène, l'Oligocène et le Miocène successivement tout autour de la région centrale. Encerclant l'îlot cristallin alors dégagé, le glacis des plateaux jurassiques s'abaissait assez rapidement à l'ouest, à peine interrompu par le bombement de Saint-Saulge, jusqu'au fossé de la Loire, doucement vers le nord et le nord-est; il formait au contraire, à l'est, la continuation du massif cristallin, sensiblement à la même altitude, avec un bombement précédant le fossé déjà esquissé

(1) E. Erzinger : *Die Oberflächenformen der Ajoie* (Berner Jura), Bâle, 1943, p. 97 : les cailloutis vosgiens qui parsèment la surface de 500-600 m. ont été retrouvés sous des sables pontiens.

(2) Bleicher : *Le Plateau central de Haye*, Bull. Soc. Géol. de l'E., Nancy, 1900, p. 181.

(3) Emm. de Martonne : *Traité de Géogr. Phys.*, 5e éd., t. 2, p. 764.

(4) A. Cholley : *Les Plateaux de la Haute-Saône*, 1939, p. 184. Date entre le post-Oligocène et le Pliocène moyen du Pontien.

(5) E. Bruet : *A propos du Pliocène supérieur de la Vallée de l'Aujon*, C. R. S. S. G. F., 1929, p. 89.

de la Saône; au sud, enfin, les aplanissements pré-aquitanien et post-aquitanien signalés par A. Cholley au nord de Digoin avaient déjà donné au paysage de la partie méridionale du Morvan leurs caractères presque actuels si l'on fait abstraction des vallées.

C'était vraisemblablement, sous un aspect analogue que se présentaient à la même époque la partie occidentale et méridionale des Vosges et, peut-être, l'ouest du Massif Central.

Nous avons, autour du Morvan, deux preuves qui viennent appuyer cette reconstitution : tout d'abord, on trouve épars sur le sommet des plateaux calcaires jurassiques, surtout au nord et au nord-est du Morvan (sur les deux rives du Serein et de l'Armançon et à la surface du Mont-Saint-Jean, vers 360 m. à l'ouest et 420 m. à l'est), des cristaux, complètement dégagés de tout autre élément, de quartz très frais, avec certains angles émoussés (1), et surtout de feldspath (surtout orthose), conservés avec leurs faces cristallines.

Or, ces éléments, à la vérité très rares et difficiles à découvrir, sont certainement anciens, étant donné leur situation topographique élevée et l'état avancé de désagrégation dont ils témoignent (on trouve, en effet, en contre-bas, dans la Terre-Plaine, vers 310-380 m. d'altitude, des galets cristallins parfaitement conservés dont nous parlerons plus loin) : ils se sont épandus à une époque où n'existait pas la dépression périphérique du Morvan, donc au plus tard à la fin du Miocène ou au début du Pliocène. D'autre part, ces débris ne peuvent pas remonter jusqu'à l'Eocène car les quartz semblent moins triturés que ceux de cette époque et surtout parce que les feldspaths existent et encore ne sont pas disparus ou kaolinisés comme ceux des gisements typiques des bois de la Madeleine... Enfin, G. Denizot a remarqué des feldspaths conservés également avec les faces cristallines dans les assises de la Sologne (2) et il les date du Burdigalien supérieur. Il faut donc essayer de se rendre compte à quelle époque ont pu s'épandre les cailloutis dont nous trouvons les restes.

Puisque cela se passait nécessairement avant le creusement de la Terre-Plaine et que, d'autre part, nous avons montré la stabilité de la surface des plateaux bourguignons (3), il semble qu'on doive trouver dans le vieux massif quelque trace à mettre en liaison avec cette phase mio-pontienne de l'érosien. En effet,

(1) M. Gandillot a trouvé dans le Limousin des grains de quartz présentant des formes analogues : certains arrondis, d'autres partiellement seulement, certains pas du tout; il attribue ces formes à la désagrégation sur place de galets cristallins dont les éléments périphériques seuls auraient été roulés au cours du transport antérieur.

(2) G. Denizot : *Bordure orientale de la région orléanaise*, B. S. S. G. F., 1938-1939, p. 112.

(3) Cf. *supra*, p. 112 *sqq*.

on remarque à travers les Pays-Plats du Nord une sorte d'auréole dont la pente adoucie forme une encoche dans la montée plus forte de la surface post-hercynienne exhumée : cet aplanissement forme une véritable couronne autour de la partie septentrionale du massif et s'élève légèrement vers l'ouest où on la retrouve à 415-428 m. sur le Mont-Vigne et ses abords, alors qu'elle est à 400 m. au sud de Sincey-les-Rouvray, sur la rive gauche de l'Argentale. Cet accident topographique apparaît également sur une coupe : à l'est du Serein *(fig. 26, p. 120)*, les plateaux calcaires s'élèvent lentement de 330-371 m. et la prolongation de cette pente rencontre le Morvan aux alentours de 400 m. A l'ouest d'Avallon, une coupe appuyée sur les points culminants *(fig. 27, p. 120)*, montre la surface des plateaux s'élevant plus rapidement qu'à l'est, rasant à 360 m. le sommet du Gros-Mont et affleurant à 428 m. la croupe aplanie du Mont-Vigne (1).

D'autre part, cette auréole d'aplanissement se prolonge à l'intérieur du Morvan par des replats qui pénètrent le long des vallées (vallée du Chalaux, de la Cure moyenne...).

Ne peut-on voir dans ces similitudes de pente et dans ces rapports d'altitude plus qu'un simple hasard? Il semble très probable que l'auréole du Mont-Vigne à l'Argentale ne soit que la trace de la morsure sur le cristallin de l'érosion mio-pontienne qui a nivelé les plateaux bourguignons. La Terre-Plaine n'existait donc pas encore au moment de cet aplanissement dont nous avons fixé l'ultime évolution au Pontien.

En Auxois, les buttes et les plateaux, par la correspondance de leurs altitudes, témoignent d'une surface unique; l'allure de leur bordure qui se marque généralement par une brusque rupture de pente (2) traduit également le découpage ultérieur d'une surface préexistante. On trouve sur les sommets (3) des débris crétacés très remaniés, des grains ferrugineux, mais les éléments cristallins sont beaucoup plus rares, ce qui est normal étant donné la situation par rapport au Morvan et ce que nous verrons à propos de l'orientation du drainage à cette époque (4).

Si nous examinons les altitudes entre le bord oriental de la Côte d'Or et la région centrale du Morvan nous rencontrons, au niveau de Mont-Saint-Jean, par exemple, les cotes suivantes :

(1) On peut remarquer que la rupture dans la pente du nord du Morvan a tendance à coïncider avec un escarpement de granulite mais on ne peut expliquer cette encoche par la seule érosion différentielle, car : 1° la coïncidence n'est pas parfaite; la granulite est nivelée elle-même à l'est; 2° les replats se poursuivent le long des vallées. Cependant, l'érosion différentielle a certainement influé sur la largeur du replat plus important à l'ouest qu'à l'est.

(2) Certes, cette rupture de pente peut-être due à l'attaque de l'érosion sur une surface structurale locale, mais quand on la retrouve en divers points affectant plusieurs roches différentes, on a le droit d'en tirer d'autres conclusions.

(3) Cf. p. 113.

(4) Cf. *infra*, p. 162 sqq.

FIG. 26 et 27 : *Morsure de la surface mio-pontienne sur le Morvan.*
En haut : à l'est du Serein; en bas : à l'ouest d'Avallon.
1 : Surface mio-pontienne; 2 : Surface post-hercynienne;
3 : Terrains sédimentaires.
FIG. 26 : L : 1/190.000. FIG. 27 : L : 1/160.000.

584 m. au mont Afrique, 565 m. au Plan de Suzan, 562 m. au Télégraphe de Remilly, 577 m. à l'ouest de Sombernon, 576 m. au nord-est de Mont-Saint-Jean et 580 m. au bois de Breuil-sur-le-Morvan. Or, ces hauteurs très constantes, jalonnent une série de vastes aplanissements qui s'étendent à cette même altitude; elles se trouvent sur une surface d'érosion qui correspond, partiellement, à des lambeaux de surface structurale du Rauracien ou du Bathonien et, également, à une surface d'érosion (à l'ouest de Sombernon *(cf. fig. 28, p. 121)* caractérisée, enfin à celle des terres cristallines.

Pour les plateaux calcaires de l'est, nous avons montré qu'ils

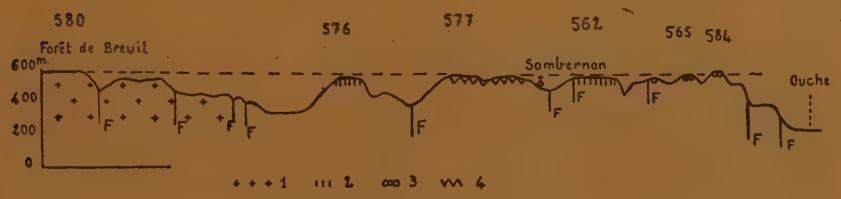


FIG. 28 : *La surface mio-pontienne à l'est du Morvan.*
1 : Cristallin; 2 : Surface structurale du Bathonien; 3 : Surface structurale du Rauracien; 4 : Surface d'érosion.
L : 1/720.000.

avaient été rabotés par la surface générale des plateaux bourguignons, c'est-à-dire par l'aplanissement mio-pontien (1). Jusqu'où a pénétré cette vague d'érosion dans la partie orientale du Morvan?

Il faut d'abord remarquer que nous avons daté d'une période antérieure le grand rejeu des failles : là, comme dans la partie septentrionale des Pays-Plats, on peut donc souligner qu'il n'a pas dû y avoir, depuis l'époque aquitanienne, de grands changements relatifs de relief entre blocs voisins. Or, l'argile kaolinique qui jalonne la surface éocène se trouve à 590 m. à l'est de la faille de Moux, au bois de Patuet. En l'absence de sédimentation ultérieure, on peut conclure que la surface miocène fut certainement moins élevée (ou, à la limite, aussi élevée) que les aplanissements éocènes : ce qui lui donne une altitude maximum de 590 m. dans la région considérée. D'autre part, on remarque que l'escarpement de la faille de Moux, dont nous étudierons plus loin l'évolution détaillée (2), est entamé par des têtes de vallées aux environs de 580-600 m. : fortement découpé au niveau de Fétigny et à l'ouest d'Alligny (où une vallée remonte jusqu'aux

(1) Cf. *supra*, p. 116.
(2) Cf. *infra*, p. 156.

Valettes), il est aussi attaqué à l'ouest de Moux et traversé au nord-ouest de Cussy-en-Morvan (jusqu'au pied du Gros-Moux).

Enfin, on remarque que le premier replat que l'on trouve au-dessous de l'aplanissement de 580 m. est à 450 m. environ, c'est-à-dire à une altitude et dans une position analogues à celui qui accidente la bordure des plateaux de la Côte d'Or.

Toutes ces considérations morphologiques, en l'absence de dépôts communs caractéristiques, paraissent-elles suffisantes pour permettre d'attribuer à l'érosion mio-pontienne le déblaiement de la longue bande de terres cristallines qui se situe entre les failles de Saulieu et de Moux, aux alentours de 580 m. d'altitude? Nous le pensons. (*Cf. photo 4, H. T., Pl. II).*

Les arguments que nous venons de développer permettent aussi d'établir des rapports, assez précis, en cette partie du Morvan, entre surfaces éocènes et surface mio-pontienne. Les premières ont, selon l'hypothèse de Baulig, atteint le Haut-Morvan, c'est-à-dire le compartiment situé à l'ouest, de la faille de Moux (1). Nous avons vu (2) qu'elles y avaient laissé pour témoins de molles dépressions fréquemment orientées est-ouest. Or, aux alentours de Fétigny et à l'ouest du bois de Brénil, les dépressions (vers 580-620 m.), aux formes douces sont entaillées, sur leur bordure orientale, par les têtes de vallées mio-pontiennes remontant de l'est à travers l'escarpement atténué de la faille de Moux. A partir d'Alligny, où le gradin de faille fut plus vigoureux, les têtes de vallées n'ont guère fait qu'une courte incision dans les terrains cristallins, comme nous l'avons déjà indiqué, contrairement à l'opinion de E. Chaput (3).

D'autre part, si l'on considère les effets de l'érosion mio-pontienne on s'aperçoit que de nombreux témoins liasiques subsistent encore (les Plaines, Vignolles... à l'est d'Alligny) et qu'ils permettent de constater que la surface post-hercynienne est à peu près conservée en dehors des vallées : l'érosion mio-pontienne, à sa limite, s'est donc manifestée plus par un déblaiement que par une usure et elle s'est bornée à dégager plus ou moins totalement de leur couverture liasique les aplanissements cristallins antérieurs.

Le problème est plus délicat quand on atteint les abords du bassin d'Autun. Trois môles de hautes terres se détachent parmi les dépressions confuses plus ou moins déblayées : une étroite

(1) H. Baulig : Thèse, p. 337, une surface tertiaire « antérieure au sidérolithique qui est plus bas » se serait inscrite dans le Morvan de 600 à 900 m. au-dessus de la surface post-oligocène de Chaput.

(2) Cf. *supra*, p. 107.

(3) E. Chaput : *Observat. géol. sur la Mont. de Bar*, Dijon, 1929, pense que la pénéplaine des plateaux bourguignons passerait à 700-650 m. comme à l'ouest de Moux et que l'érosion aurait abaissé à 550 m. le compartiment de Saulieu rajeunissant ainsi d'anciennes failles.

écharpe de plateaux calcaires, restes des vastes étendues plus septentrionales, s'élève jusqu'à 524-547 m., presque en bordure du fossé de la Saône; on peut considérer ces hauteurs comme appartenant à la fameuse surface décrite plus au nord. Le plateau d'Antully (540 m. à l'est, 690 m. à l'ouest) étend sa vaste masse triangulaire entre les bassins du Creusot et d'Autun; sa surface est formée essentiellement par une carapace d'arkoses triasiques (1) exhumée au sud et fossilisée sous le Lias inférieur au nord, voisinant avec une étendue de roches cristallines, dans le parc de Mont-Jeu, qui représente l'ancienne pénéplaine post-hercynienne exhumée : à quelle époque furent dégagés ces lambeaux sédimentaires et ces roches cristallines?

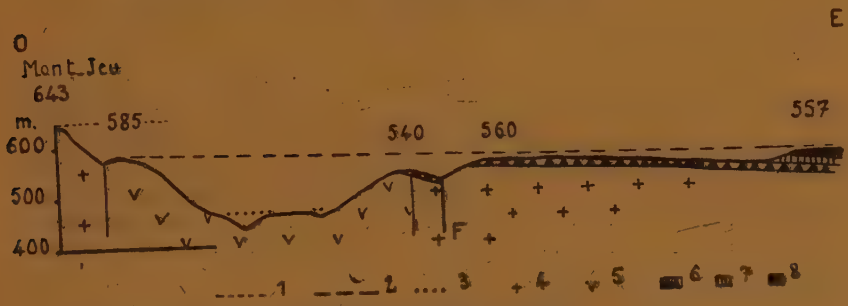


FIG. 29 : *Le plateau d'Antully.*

1 : Surface post-hercynienne; 2 : Surface mio-pontienne; 3 : aplanissements Villafranchiens (?); 4 : Granulite; 5 : Gneiss; 6 : Trias; 7 : Hettangien; 8 : Sinémurien.

L : 1/120.000.

Là encore, seulement des hypothèses : la surface de ce plateau est à une altitude qui rappelle celle des élévations calcaires de l'est du Morvan, sauf la région plus haute qui entoure le Signal de Mont-Jeu; le plateau d'Antully (sauf à l'ouest où il atteint 610 m. dans la forêt de Planoise) est remarquable par la constance de ses altitudes (520 à 540 m.), le faible creusement des vallées qui courent à sa surface, la conservation sur les sommets d'une couche de Lias inférieur (grès, calcaires avec lits marneux, sinémurien silicifié) inégalement résistante, l'absence de dépôts révélant des phénomènes particuliers contemporains de l'aplanissement (quelques cailloutis cristallins et sables quartzeux viennent du plateau de Mont-Jeu, très vraisemblablement), le nivellement de la faille de Fragny, la rupture de pente qui termine le replat de la bordure du plateau et l'existence fréquente du replat de 450 m. environ en contre-bas de ce plateau supérieur : toutes ces observations tendent à prouver que l'on retrouve, ici aussi, l'attaque de l'érosion mio-pontienne (fig. 29, p. 123).

(1) Cf. A. CHOLLEY : *Carte des surfaces...*, 1938, p. 21-22.

Les choses sont plus compliquées sur le plateau de Mont-Jeu même : la surface d'Antully se prolonge, avec les mêmes caractères, au-delà du bombement de Planoise et de la légère dépression nord-ouest-sud-est de Fragny, mais elle se relève jusqu'à 580 m. à l'ouest et pénètre par des esquisses de vallées ou encadre de replats (tel le magnifique replat du Tronchet, à 571 m., au pied du Signal de Mont-Jeu (643 m.)) les hauteurs aplanies du bois de Varennes et du bois de Runchy qui la dominent nettement et représentent d'anciens lambeaux de la surface post-hercynienne, anciennement exhumée. Or, dans les bois qui s'étendent entre le Signal de Mont-Jeu et la cote 628, j'ai remarqué, à côté d'affleurements de granulite très fraîche (biotite très rare mais non altérée, muscovite en abondance; forte proportion de quartz; grain moyen, roche très dure, ce qui explique la conservation de ces hauts reliefs en bordure même du bassin d'Autun), des creux remplis d'une fine arène blanchâtre très analogue (1) à celle que j'ai trouvée au nord-est de Fachin, sur la rive droite de l'Yonne (en rapport d'altitude avec les argiles kaoliniques du pied de la cote 601) et au nord de l'Huis-Prunelle (dans la même situation par rapport aux argiles kaoliniques de ce gisement). S'agirait-il d'un produit contemporain de la kaolinisation et peut-on en inférer une datation éocène du déblaiement de la surface de Mont-Jeu et des sommets voisins?

Il reste à expliquer le bombement de Planoise : c'est un haut de bloc faillé, façonné par l'érosion mio-pontienne : l'aplanissement a été retardé par la résistance des grès arkosiens plaqués sur un socle de dure granulite. Cette région au sud du bassin d'Autun a donc une allure de surface polygénique, car on trouve la surface post-hercynienne exhumée et remaniée sous un angle très faible par la surface éocène; puis l'érosion miocène à son tour s'attaquant au complexe des deux précédents aplanissements.

Enfin, à l'ouest et au nord, c'est le Morvan lui-même qui domine le bassin d'Autun et sur lequel, comme à l'ouest de Saulieu s'est inscrite la même vague d'érosion que sur les plateaux calcaires bourguignons.

A l'ouest du bassin d'Autun, les 574 m. du Signal de Montaigu et les 534, 546, 524, 507 m. des collines voisines doivent marquer le passage de la même surface qui s'inscrit en de larges banquettes au pied même du Beuvray (mont Glandure 593 m.). On la suit, entre 520 et 590 m., à l'est de la faille de Bussy et de celle de Moux, au-delà desquelles elle ne pénètre que par quelques courtes vallées, entaillant à peine les bords des blocs soulevés. Les différences d'altitude s'expliquent par la diversité des conditions rencontrées : trois exemples sont à étudier. Au nord-

(1) Éléments presque pulvérulents : aucun quartz de plus de 1/2 mm. de diam.; disparition des feldspaths.

est de Lucenay, un aplanissement très net tranche vers 550 m. le sommet des collines; or, à Savilly, légèrement au nord, des cailloutis d'infra-Lias remanié se trouvent à 540 m. à l'est de l'église, visiblement sur la même surface qui s'élève doucement du nord au sud. On a, ici, la pénéplaine post-hercynienne exhumée et son dégagement est à peu près certainement en rapport plus ou moins direct avec la surface mio-pontienne; Bar-le-Régulier, 555 m., témoigne du passage de la même surface (1).

A l'ouest de Sommant, un grand bloc cristallin est basculé vers le nord : autour du point culminant, 654 m., on découvre vers 560 m. des traces d'aplanissement qui vont en s'abaissant vers le bassin d'Autun : 543, 524 m. (au nord-ouest de Sommant) et 516 m. au bord même du bassin d'Autun. Tout en faisant la part des remaniements plus récents, cette décroissance des altitudes indique une orientation du drainage vers le bassin d'Autun. En effet, ces niveaux de 520-560 m. qui dessinent des replats au flanc des hauts blocs avant de s'inscrire eux-mêmes à la surface des plateaux, en aval, sont attribuables à l'érosion mio-pontienne : leur altitude, l'existence de l'unique replat de 450 m. à leur pied et leurs relations, légèrement plus au nord, avec les argiles kaoliniques des Chaumes Contentins, en sont la preuve. Or, la présence de la zone effondrée du bassin d'Autun se rattache évidemment au rejeu des failles que nous attribuons à la fin de l'Oligocène (2) et, dès ce moment, se forma dans la région une dépression qui joua le rôle d'un niveau de base local : lieu de convergence hydrographique, point de départ d'une vague d'érosion régressive et, par suite, centre privilégié d'un déblaiement rapide.

Dans les bois de Patuet, une surface remarquablement régulière s'abaisse lentement de 620 à 604 m., puis à 584 m., en 5 km.; cette pente est coupée par trois ou quatre molles dépressions situées environ 10 à 20 m. en contre-bas des sommets; une de ces dépressions, celle des Chaumes Contentins, est tapissée d'argile kaolinique et nous l'avons attribuée à l'érosion éocène. Or, entre l'Eocène et le Miocène, cette région des bois de Patuet a été abaissée de 100 m. par le jeu de la faille de Moux. L'érosion mio-pontienne aurait donc remanié ici un complexe de surfaces anciennes : il faut avouer que l'étude du paysage incite à conclure à la faiblesse du remaniement qui ne se traduit que par l'esquisse des replats vers 580-570 m.

Il apparaît donc, ici comme sur le plateau d'Antully ou à l'ouest de Sommant, que lorsque la vague d'érosion mio-pontienne s'est heurtée, non plus à la couverture liasique mais au socle cristallin, son action a été très faible, se bornant à un simple

(1) A. Bort : *Le Bassin sup. de l'Yonne*, p. 116.
(2) Cf. p. 57.

décapage de la surface post-hercynienne et à la formation d'aplanissements réduits le long des vallées. Nous sommes à la limite même de la pénétration de cette érosion à l'est du massif, exception faite pour les abords du bassin d'Autun où les manifestations en sont assez vigoureuses.

A l'ouest du Morvan, les conditions apparaissent différentes et, à cette époque comme à l'Eocène, on ne reconstitue pas la même évolution sur les deux pentes du massif. La limite entre les deux secteurs coïncide à peu près avec l'alignement des vallées de la Roche et de l'Yonne inférieure, dans la partie méridionale du Morvan. La différence essentielle est la diminution considérable du rôle des aplanissements ou des replats de 530-560 m., surtout au voisinage du Haut-Morvan et à partir de la vallée est-ouest de l'Yonne. On ne les trouve plus que couronnant de minuscules buttes ou accrochés aux flancs de sommets plus élevés et il est bien difficile de les rattacher à une longue phase d'érosion. Alors que les replats et hautes vallées, vers 530-550 m., du Guignon et des Garats et les buttes au sud de Château-Chinon appartiennent manifestement à cette époque, on ne retrouve plus, au nord de Montreuillon, que les replats de Mont, au sud-ouest d'Ouroux, qui lui soient attribuables. Dans les deux cas, en effet, ces éléments topographiques s'intercalent entre les restes éocènes attestés par les résidus kaoliniques de Fachin et d'Ouroux et le replat très développé de 450-430 m. *(cf. photo 15, Pl. IV)*.

Au nord, ce sont les traces de ces aplanissements plus récents qui se multiplient et on constate que celles qui se situent au niveau de 420-470 m. se prolongent directement vers la partie septentrionale par la morsure de la surface d'érosion mio-pontienne des plateaux jurassiques du Nord de la Terre-Plaine. Le passage est extrêmement net au voisinage de Lormes où on voit une suite de collines aplanies dont les sommets s'élèvent du nord au sud de 415, 440 à 470 m. et buttent vers l'est contre les collines de 600-620 m. représentant très vraisemblablement la surface post-hercynienne déblayée et peu remaniée.

Comment expliquer cette anomalie apparente? Sans doute, par une différence dans la tectonique des deux secteurs oriental et occidental du Morvan, en rapport avec deux ensembles d'évolution diverse. Tandis que l'Est et surtout le Sud-Est évoluent en relation avec le système rhodanien et réagissent au même rythme que les plateaux de la Saône ou le Jura, en fonction des dislocations et des plissements alpino-rhénans, l'Ouest et surtout le Nord-Ouest suivent le rythme parisien. Or le Bassin Parisien n'a guère bougé de façon saccadée, après le début du Miocène (1),

(1) A. F. de Lapparent : Thèse, p. 193. — G. Denizot (*Bordure orientale de la région orléanaise*, B. S. G. F., 1939, p. 112) signale les sables de Ruan,

l'essentiel de l'évolution étant dû à de grandes subsidences comme celle qui ouvrit l'Ouest à la mer des faluns. Par conséquent l'attaque de l'érosion sur les terres occidentales du massif peut se résumer ainsi : continuité de l'érosion à l'Eocène et à l'Oligocène, renforcée un moment par les mouvements anté-bartoniens et, dans le Sud-Ouest, par la subsidence bourbonnaise continue (en liaison avec celle de la Limagne (1)), puis rejeu des failles (2), et spécialement de la grande faille nord-sud de l'Ouest, à la fin de l'Oligocène au moins et reprise de l'érosion pendant une longue période de stabilité. Cette seconde phase est restée marquée, dans le Nord près de Lormes, par l'aplanissement de 450-470 m. qui est le résultat d'une phase de déblaiement des sédiments secondaires subsistant sur le bloc soulevé, suivie par une attaque des roches cristallines; dans la forêt de Montreuillon les mêmes phénomènes ont abouti à des sommets aplanis vers 450-460 m. qui se prolongent à la même altitude jusqu'au pied des hauteurs d'Ouroux (572 m.) attribuées à l'Eocène. Ces aplanissements ont dû être réalisés, dans le Nord, en rapport avec les couches résistantes des calcaires bathoniens (cf. le Mont-Vigne), si on tient compte de l'affaissement et de l'épaisseur des couches.

Plus au sud, au contraire, apparaît un nouvel élément : sur les bords orientaux de la cuvette de Saint-Hilaire, on voit successivement les restes de la surface post-hercynienne représentée par quelques sommets s'abaissant du sud au nord et qui dominent la surface éocène (590 m.) caractérisée par les dépôts kaoliniques au nord de Fachin; puis, entre cette espèce de plate-forme vers 580-600 m. et la banquette de 440 m. qui entoure à peu près régulièrement la cuvette de Saint-Hilaire, comme celle de Sermages, et borde les deux rives de la Drague comme elle domine Saint-Honoré, s'introduisent quelques aplanissements; ceux-ci sont très réduits, mais de plus en plus nets et importants quand on va vers le sud du Morvan, (vers 520-540 m.). On retrouve ainsi le même étagement de niveaux que dans le Sud-Est ou l'Est du Morvan *(cf. H. T., Pl. IV)*.

Nous avons rencontré, autour du cœur du Morvan, les aplanissements mio-pontiens représentés par l'auréole correspondant aux plateaux bourguignons dans les Pays-Plats du Nord, par la longue bande dénudée de Saulieu-Moux dans les Pays-Plats de l'Est, par d'importants sommets de plateaux et des replats sur les bords du bassin d'Autun, par des aplanissements beaucoup plus réduits sur le bord des vallées au sud-ouest et sur le bord

près d'Orléans qui forment un ensemble inséparable depuis le Burdigalien jusqu'au Quaternaire.

(1) J. JUNG : *Géol. de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais*, Mém. de la Carte géol. de France, 1946.

(2) Cf. *supra*, p. 56.

même du vieux massif au nord-ouest. Mais, au-delà de ces restes qui forment les témoins de l'épanouissement des formes mio-pontiennes, on rencontre le long des agents d'érosion, c'est-à-dire des cours d'eau, des « couloirs d'érosion » qui s'infiltrent jusque dans le Morvan pourri et le Haut-Morvan : ce sont les banquettes de 450 m. des rives du Chalaux jusqu'en amont de Brassy, de celles de la Cure jusqu'à la sortie de la forêt de Breuil, les replats de 530 m. des bois de la Houssière, du sud de Château-Chinon et du nœud de vallées du Châtelet sur les bords de l'Yonne supérieure, les replats de la haute vallée de la Dragne sur les pentes du Mont-Genièvre, l'ancienne tête de vallée à 550 m. au sud de Glux, le fond de la moyenne vallée de la Canche, les hauts replats de la cuvette d'Anost, les vallons aux formes séniles au pied du Gros Moux, à l'ouest de Moux (Bellevue), aux abords de Fétigny... Ainsi, les têtes de vallées de l'érosion mio-pontienne ont pénétré jusqu'au pied même du Haut-Folin, respectant cependant encore quelques hautes têtes de vallées éocènes (dans les bois de Folin et la forêt de Saint-Prix, en particulier), alors que le triangle du Morvan pourri, spécialement à l'est où l'érosion s'est trouvée en présence du vigoureux et récent escarpement de faille de Moux, a été à peine écorné.

Dans ses études sur la Bourgogne méridionale, le Charolais et le Mâconnais, A. Cholley décrit les aplanissements de la surface post-aquitanienne à une altitude générale de 400 à 480 m., depuis la Loire jusqu'à la Saône, du bassin d'Autun au Brionnais. Or, d'après ce que nous venons de voir, il est nécessaire de distinguer deux régions : au nord-ouest, des replats et ces têtes de vallées se rattachent bien à la grande période d'érosion mio-pontienne puisque nous les avons vus se confondre, au nord de Lormes, avec les plateaux datés de cette époque; mais au sud et à l'est, ils entaillent cette surface, qui se trouve là beaucoup plus haute, et lui sont donc postérieurs. Nous ne reviendrons pas sur la détermination de la date et de l'unité de la surface mio-pontienne : nous l'avons repérée au bois de la Madeleine, au nord de Semur, aux alentours de Mâlain et du mont Afrique et nous l'avons vue monter de 300 et quelques mètres jusqu'à 600 mètres. Or, elle a visiblement été déformée postérieurement à son façonnement : en effet, elle domine, par exemple, de quelque 400 mètres la vallée de la Saône alors qu'elle s'est évidemment formée très près du niveau de base (1). Elle a subi deux sortes de déformations : un rejeu de certaines failles, comme nous le verrons plus loin et un gondolement dû à des mouvements d'ensemble qui ont constitué, entre autres, l'« épine dorsale » de Mâlain-E. de Bligny-sur-Ouche; ces perturbations sont à mettre

(1) A. Boit : *Le Bassin supérieur de l'Yonne*, p. 115. — E. Chaput : *Étude sur l'évolution tectonique...*, B. S. C. G. F., 1928, p. 154.

en rapport avec la deuxième grande phase alpine, très violente, entre le Pontien et le Plaisantien (1), phase qui détermina des plissements et la surrection du Jura (2). Une preuve en est donnée par la différence de nature des dépôts : finesse (sables) à la fin du Miocène et au début du Pliocène; grossièreté (cailloutis) des éléments postérieurs du Pliocène moyen (3). La puissance de ces déformations amena donc une reprise importante de

FIG. 30 : *Coupes à travers la vallée de l'Armançon.*
Disparition progressive de la différence d'altitude entre les aplanissements mio-pontiens et villafranchiens; au nord, il y a confusion des deux.

l'érosion qui éventra le complexe Morvan-Côte-d'Or et s'inscrivit en replats le long des vallées aux alentours de 450 m.

A l'ouest et au nord, au contraire, les déformations furent beaucoup moins vigoureuses : ainsi en témoigne la parfaite et constante régularité des sables de Ruan (4) depuis le Burdigalien jusqu'au Quaternaire, ou de ceux de Nevers, depuis l'Helvétien (5). Il n'y aurait donc pas eu de mouvements tectoniques au début du Pliocène comparables à ceux de l'Est et la surface mio-

(1) A.-F. DE LAPPARENT : Thèse, p. 184 et ss.
(2) G. CHABOT : Thèse, p. 179.
(3) G. CHABOT : Thèse, p. 179. — E. ERGZINGER : *Die Oberflächenformen der Ajoie*, p. 94.
(4) G. DENIZOT : *B. S. G. F.*, 1939, p. 112 *(loc. cit.)*.
(5) P. JODOT : *Conversations de nov.* 1946.

pontienne a été dans ses grandes lignes respectée, ici, par l'érosion, ce qui explique son extraordinaire importance au nord de Montreuillon et à l'ouest de Dompierre en Morvan.

On assiste au passage d'un style morphologique à l'autre quand on descend la vallée de l'Armançon depuis sa source jusqu'à Semur-en-Auxois : à l'amont, le ruisseau coule au centre d'une vaste dépression aux formes douces, parsemée de quelques collines qui atteignent 430-480 m. suivant qu'elles sont dessinées dans les marnes liasiques ou qu'elles coïncident avec le replat structural du calcaire à grandes gryphées ou même du Bajocien; au loin, se dessine la bordure plus nette des plateaux bathoniens qui parfois, se rapprochent de la vallée comme à l'ouest de Pouilly-en-Auxois, et s'élèvent à 550-575 m. Quand on va vers l'aval, on voit s'abaisser progressivement les sommets des hauteurs supérieures alors que l'altitude du niveau inférieur décroît plus lentement (1), en particulier le long de la vallée de la Brenne; au nord de Semur, comme à Venarey, les surfaces des deux séries d'accidents sont confondues vers 410-420 m. d'altitude *(cf. fig. 30, p. 129)*.

Quelle est donc la date de ce remaniement de la surface mio-pontienne?

4. Les remaniements pliocènes et quaternaires.

Les aplanissements que nous avons décrits jusqu'à maintenant se sont étendus sur de vastes espaces dans la région et ont plus ou moins pénétré le vieux massif, soit qu'ils aient réalisé une surface presque parfaite comme la pénéplaine post-hercynienne, soit qu'ils aient entaillé ou déblayé des portions de cette ancienne pénéplaine et de la couverture sédimentaire qui l'avait recouverte : telles les surfaces infra-crétacée, éocène (surtout à l'ouest), mio-pontienne (essentiellement à l'est).

Depuis le Pontien, c'est-à-dire depuis le Pliocène, l'érosion ne s'est plus marquée dans le Morvan et dans sa bordure que par des creusements, des déblaiements ou des remblaiements limités et en liaison, généralement, avec les artères du réseau hydrographique établi, en grande partie, dès ce moment, dans son état actuel. On pourrait presque reprendre l'expression de « couloirs d'érosion » créée par R. Clozier — et qui se justifie parfaitement dans la vallée du Ternin — si l'érosion n'avait pas pris, localement, plus d'extension par suite des conditions géologiques ou tectoniques particulières (bassin d'Autun, dôme d'Arnay-le-Duc, Auxois...).

(1) Si l'on considère les replats d'érosion dans leur ensemble et non les replats structuraux.

A. — Remaniements dus a l'érosion pliocène et quaternaire.

L'examen des abords du bassin d'Autun nous a permis, jusqu'ici, de trouver et de décrire les restes des manifestations de l'érosion depuis le Primaire jusqu'à la fin du Miocène. C'est également cette région qui nous servira de type pour la description des formes topographiques ultérieures.

Les plateaux de 540-560 m. ne tombent pas directement sur les molles et basses plaines du bassin d'Autun; il faut franchir, pour les atteindre, un gradin intermédiaire, élevé de 460-440 m. environ et nettement séparé des plateaux supérieurs et des croupes inférieures par deux talus bien découpés. Ce gradin intermédiaire se suit, le long des vallées du Ternin, de la Selle, de la Canche, de la Grande-Verrière, du Trévoux et, sur la rive gauche de l'Arroux, forme la surface des bois du Grand-Bessay, puis s'étend largement vers l'est. Autour d'Arnay-le-Duc, cet aplanissement prend une extension extraordinaire et forme le fond du paysage; il coïncide soit avec la surface des terres cristallines, soit avec la surface structurale des arkoses triasiques ou encore il est installé sur les marnes du Lias inférieur, et dans ce cas, il est fréquemment plus bas (400 m.); il vient buter au pied des plateaux calcaires de la Côte-d'Or qui le dominent de 70 à 100 m. au nord et seulement de 40 au sud, vers Aubigny; des vallées l'entaillent qui toutes courent vers le bassin d'Autun, sauf l'Armançon au nord et la Vandenesse, à l'est. Cette région déprimée éventre largement les plateaux jurassiques, à l'est du Morvan sauf dans la région de Civry où la Montagne dresse, à 580 m., au bord même des terres morvandelles, ses plateaux calcaires structuraux.

On peut se demander pourquoi ces plateaux sont conservés en certains points et éventrés dans d'autres régions. Quelques observations géologiques permettent d'esquisser une hypothèse.

Les sommets aplanis du mont Afrique (584 m.) du Plan de Suzan (565 m.) sont constitués par des tables de Rauracien au-dessous desquelles on trouve la base de l'Oxfordien à 412 m. (nord du Plan de Suzan). Au voisinage, on trouve un sommet à 534 m. dans l'Oxfordien dont la base est ici à 495 m. : ce dernier compartiment était donc plus élevé que le précédent, aussi la surface mio-pontienne s'est inscrite dans les terrains tendres et l'érosion ultérieure a abaissé le niveau du sommet. Ce phénomène a pris, en certains endroits, une ampleur beaucoup plus considérable : au sud-est d'Epinac, la surface des plateaux est à 571 m. aux Chaumes d'Auvenay sur le Bathonien; ici, la base du Toarcien est à 490 m.; dans le compartiment soulevé à l'ouest, la surface est à 491 m. sur le Sinémurien. Si on admet que la

surface mio-pontienne passait, ici aussi, vers 570 m. on s'aperçoit qu'elle entaillait, à l'origine, les calcaires argileux toarciens dominant les terrains plus résistants du Charmouthien : l'abaissement considérable n'est donc pas étonnant *(cf. fig. 31, p. 132)*.

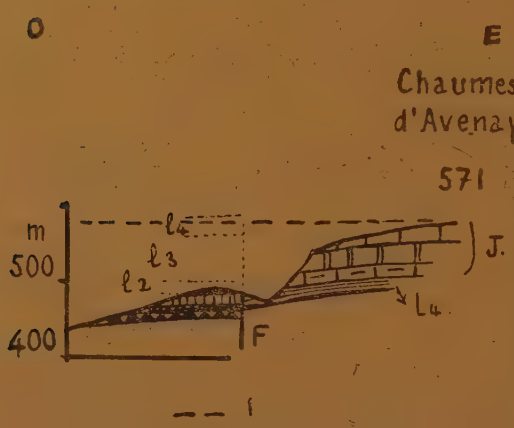


FIG. 31 : *Coupe au sud-sel d'Épinac.*
1 : Surface mio-pontienne.
Le déblaiement a été favorisé car la surface tranchait, à l'ouest de la faille, les terrains tendres du Lias moyen, tandis qu'elle reposait, à l'est, sur des calcaires jurassiques. *Lire :* Chaumes d'Auvenay.
H: 1/10.000; L : 1/80.000.

Cette remarque à propos de ce cas particulier peut être étendue à l'ensemble de la région située à l'ouest du Morvan où l'on constate que la partie actuellement déprimée correspond à celle où le socle a atteint les altitudes les plus élevées et où, par conséquent, la surface mio-pontienne s'était inscrite sur des terrains tendres que l'érosion ultérieure a facilement déblayée. Ainsi, à l'est du massif, si l'on considère les diverses altitudes du socle, on constate que, partout où elles dépassent 350-370 m., les terrains jurassiques n'ont pas été conservés.

Du reste, une étude des variations de niveau du socle autour d'Arnay-le-Duc met en évidence l'existence d'une série de blocs formant successivement une esquisse de fossé, à l'est du Morvan, un horst et un nouveau fossé : le sommet du cristallin est à 360 m. dans le bloc de Longecourt, 360 m. à Auxant *(cf. fig. 32, p. 133)*.

L'existence de ce horst serait, en quelque sorte, un dernier témoignage de celle d'un ancien relief important situé à l'est des terres morvandelles et dont une grande partie aurait été abaissée par l'effondrement du fossé de la Saône : nous avons déjà signalé (1) qu'au moment du remplissage du bassin d'Autun, F. Pruvost avait déterminé que les plus hauts reliefs se trouvaient au nord et à l'est de la cuvette. Cette situation a dû se prolonger assez longtemps, et, à l'époque des grandes dislocations oligocènes, le horst de Longecourt dut être mis en valeur : en effet, les failles nord-sud qui le limitent sont très analogues à celles qui bordent le Morvan et le

(1) Cf. *supra*, p. 65 *sqq*.

massif de Saint-Saulge et qui ont été datées de cette époque, et, surtout, le réseau hydrographique en diverge régulièrement. Au nord de Longecourt, l'Arroux coule vers l'ouest, l'Armançon vers le nord (conformément à la pente du bloc), et la rivière de Chazilly vers l'est : la région de Longecourt-Painblanc est à la limite du drainage vers l'Arroux et vers la Saône. Les rivières de l'ouest, surexcitées par la profonde dépression d'Autun, ont poussé leur tête jusque dans la partie centrale du horst.

La vague d'érosion mio-pontienne rabota, comme nous l'avons vu, la région aux environs de 550-600 m. amenant au jour des terrains relativement tendres dans lesquels les rivières affouillèrent largement; leur érosion s'effectuait en fonction du niveau de base de

FIG. 32 : *Horst de Longecourt.*
1 : Cristallin; 2 : Trias; 3 : Infra-lias; 4 : Hettangien; 5 : Sinémurien; 6 : Charmouthien.
L : 1/100.000.

l'aplanissement de 450 m. : elle s'arrêta, tantôt sur le socle lorsque l'altitude de ce dernier coïncidait sensiblement avec celle du niveau en question, tantôt sur d'autres roches plus tendres et, dans ce cas, l'aplanissement s'est inscrit parfois beaucoup plus bas (415 m. à Thomirey, 400 m. à Vandenesse dans les marnes du Lias inférieur).

On retrouve, à la même altitude, des plateaux qui bordent la vallée de la Saône; ce sont généralement des surfaces d'érosion qui entaillent différentes couches calcaires : leur altitude varie avec la dureté de la couche et elle est plus basse dans les marnes liasiques que dans les calcaires jurassiques. Elles coïncident même parfois avec des éléments de surfaces structurales très dures, comme celle du Rauracien (à l'ouest de Beaune) ou du Bathonien (au nord-ouest de Nuits). On les trouve, soit fortement attaquées et ne subsistant plus que sous forme de buttes ou de plateaux isolés (comme à l'ouest de Beaune); soit constituant une banquette, en bordure des plateaux plus élevés le long du fossé de la Saône ou des vallées qui le traversent (rives inférieures de l'Ouche, du torrent de Suzon...);

soit, encore, s'épanouissant en une vaste auréole, à l'ouest et au nord de la cuvette dijonnaise, par exemple. On retrouve à la même altitude, des cols (tel celui de Sombernon à 450 m...) et des têtes de vallées ou des épanouissements locaux (vallée de Savigny-sous-Beaune à Bouillant et à Chavoillon...).

C'est le même gradin qui borde le plateau d'Antully et de Curgy, au sud du bassin d'Autun, qui s'inscrit au pied du Haut-Morvan au sud du Beuvray et du mont Genièvre et qui domine la région de Saint-Honoré, la vallée de la Dragne et les cuvettes de l'ouest du Morvan avant de se confondre, au nord de l'Yonne, avec la surface mio-pontienne.

Il ne pénètre pas davantage que cette dernière dans le cœur du Morvan pourri.

En contre-bas de ce gradin, on trouve une seconde marche, généralement beaucoup moins conservée, car elle s'est inscrite essentiellement sur des terrains tendres (Permien et Pliocène du bassin d'Autun, marnes du Lias inférieur et Pliocène du Bazois...) et des roches plus ou moins résistantes. Ainsi, dans le bassin d'Autun, elle est à 360 m. dans les roches primaires de la bordure, à 330-350 m. dans les schistes permiens et les dépôts meubles pliocènes; sur la bordure du Bazois, elle est à 330-350 m. dans les terrains granitiques et forme la majeure partie des cuvettes de Saint-Hilaire, de Sermages et de l'est de Montreuillon, tandis qu'on la retrouve surtout aux environs de 310 m. dans les sables et les marnes du Bazois; cependant quelques roches plus dures apportent la preuve qu'il s'agit bien du même aplanissement et maintiennent à 348 m. (est de Tamnay), sur un banc de calcaire à ciment de Vassy, à 322 m. (est de Moux) sur une croupe bajocienne, à 318 m. (nord-ouest d'Authien) sur une colline bathonienne, la même altitude que sur le Vieux-Morvan.

La Terre-Plaine et l'Auxois méritent une mention spéciale : ici, entre les corniches calcaires des plateaux et des buttes bourguignonnes que nous avons datées du mio-pontien, et les traces d'aplanissement qui leur correspondent, sur le cristallin, autour de la partie septentrionale du Morvan, on ne rencontre aucun niveau semblable à ceux du sud. Cependant, deux phénomènes sont remarquables : d'abord l'existence d'un niveau de plateaux, presque au centre de la dépression, c'est l'avant-côte au sommet fort aplani qui, installée sur le banc dur du calcaire à gryphées géantes du Charmouthien s'élève de 308 m. au nord d'Avallon à 390 m. au sud-est de Semur, avec quelques oscillations dues aux ondulations de la couche; elle représente donc un niveau structural que nous essaierons de dater (1).

Le second de ces phénomènes a déjà été signalé par la plupart

(1) Cf. p. 137.

des géologues qui ont parcouru la région et A. Boit (1) en donne une interprétation dans son étude sur le bassin de l'Yonne. Il s'agit de « cailloux cristallins roulés, d'origine fluviale (?) » qui se rencontrent sur une « ligne passant par les dépôts de Semur, Epoisses, Toutry Guillon, Saint-André-en-Terre-Plaine, Magny, Etaules, Grosmont, et Roumont » et dont les altitudes décroissent de 369 m. à l'est à 285 m. à l'ouest. Ces cailloux ont été notamment signalés par J.-J. Collenot (2) qui décrit tout ensemble les blocs éocènes des buttes à l'ouest d'Avallon et les galets des terrasses quaternaires des rivières morvandelles. Aussi, nous ne pouvons suivre A. Boit quand, s'appuyant sur l'ensemble de ces débris, il suppose un cours d'eau, un moment subséquent, qui aurait réalisé le déblaiement de la Terre-Plaine en coulant d'est en ouest, environ en son milieu actuel.

Or, les cailloux en question sont cristallins; ils ne peuvent venir que du Morvan. Mais, si l'on suppose une rivière coulant depuis Semur vers Avallon, il faudrait le faire naître au sud-ouest de Semur, dans le massif ancien, et lui faire faire un crochet à angle aigu pour la faire ensuite couler vers l'ouest : ceci est une première difficulté. D'autre part, la dépression périphérique est beaucoup plus étroite à l'ouest qu'à l'est, ce qui apparaît contradictoire avec l'idée d'un fleuve plus important en aval, donc à l'ouest, qu'en amont, et, de plus, la dépression ne se présente pas comme une unité morphologique créée en fonction d'un agent unique. Enfin, les cailloux ne semblent pas mêlés, mais paraissent plutôt venir de régions, respectivement voisines, du Morvan; nous avons trouvé des galets (3) de Rhétien et des cailloux de granit à l'ouest d'Etaules (provenance à peu près certaine de la région au nord d'Avallon); de la granulite au mont Robert curieusement semblable à celle de Vaumarin...

Comment, alors, expliquer la présence de ces dépôts? Il faut d'abord distinguer parmi eux : les restes éocènes de Roumont et Grosmont; les alluvions quaternaires du Serein à Toutry, Vignes et Guillon qui seront examinées ultérieurement. Il faut, ensuite, ajouter à la liste de ceux qui se trouvent vraiment au centre de la Terre-Plaine, en dehors de tout rapport avec des vallées actuelles ou avec des traces de vallées sèches : les cailloux du mont Robert (309 m.), ceux de Ménétreux (320 m.) au nord-ouest d'Epoisses, du flanc du Télégraphe (340 m.) au nord de Semur, et de Sauvigny (338 m. au nord-ouest de Flée). À tous ces endroits, nous avons rencontré des éléments cristallins ou secondaires très anciens (arkoses...) quelques-

(1) A. Boit : *Le Bassin supérieur de l'Yonne*, p. 112.
(2) J. Collenot : *Descrip. géol. de l'Auxois*, 1873, Semur, p. 515 et ss., et *Débris de transport...*, B. S. G. F., 1879, p. 820.
(3) Il s'agit vraisemblablement de galets marins d'époque Rhétienne, entraînés par un drainage récent car ils sont beaucoup trop parfaits pour être attribués à un transport fluviatile d'aussi courte distance.

uns roulés, la plupart réduits en fragments anguleux provenant parfois visiblement de cailloux arrondis plus importants, éclatés. Mais la conservation de blocs importants (certains atteignent la grosseur d'une tête; ceux, comme un poing sont fréquents) à ces altitudes, semblent indiquer qu'il s'agit là de restes peu remaniés (1).

En somme, ces éléments se répartissent dans des points très différents, éloignés des vallées actuelles, et situés, en général, entre 310 et 340 m. *(cf. H. T. Pl. I)*. Comment ont-ils pu être amenés là? Il est difficile de les rattacher à un ancien réseau hydrographique, d'autant plus qu'ils se présentent isolés ou au milieu d'un sable quartzeux à éléments à peu près non roulés. Leur situation ferait plutôt penser à une nappe diffuse, étendue depuis le Morvan sur une Terre-Plaine à demi creusée; leur altitude, voisine de celle que les sables et cailloutis Pliocènes ont atteinte dans la région, confirmerait cette hypothèse : il pourrait s'agir d'un remblaiement semblable à celui que A. Perpillou a trouvé dans les vallées Limousines (au Miocène), que G. Baeckeroot signale au sud de l'Ardenne sur une épaisseur beaucoup plus considérable, mais à une date sans doute analogue (2), que A. Cholley a repéré au centre du Bassin Parisien (3) et qu'il date de la fin du Pliocène ou du début du Quaternaire. C'est également l'opinion avancée par A. Boit à propos de sa description des alluvions anciennes (4). Le gisement de Pontaubert qui constitue, sur la rive droite du Cousin, une véritable colline s'élevant jusqu'à 56 m., est le seul témoin que nous possédions de l'épaisseur de cette couverture; nous n'avons rencontré aucune carrière, aucun amas propre à nous éclairer.

Cependant une dernière observation peut être invoquée à l'appui de cette hypothèse : c'est l'allure du profil des rivières, en particulier de la Cure et du Cousin *(cf. fig. 33, p. 137)*. On voit, en effet, le profil de la Cure, par exemple, se continuer avec une régularité parfaite de A à B...; si on joint C à D, par un pointillé; l'encoche CD, en rapport avec l'altitude de 300 m., serait la trace d'une vague d'érosion déclanchée à partir de la surface de remblaiement SR...

La date de ce remblaiement est à mettre en rapport avec des

(1) Au contraire, on rencontre en contre-bas de ces points, à Epoisses, à 'ouest de Saint-André-en-Terre-Plaine et dans toutes les dépressions de l'Auxois comme de la Terre-Plaine, des fragments anguleux, parfois très petits, de cailloutis cristallins. Ces fragments seraient, sans doute, le résultat d'un remaniement au cours d'une descente sur place des éléments importants des altitudes 310-340 m. Nous parlerons plus loin de ce creusement ultérieur (cf. p. 249)

(2) G. Baeckeroot : Thèse, p. 192 et ss.

(3) A. Cholley : *Morphologie de la région parisienne*, A. de G., 1943, p. 166.

(4) A. Boit : *Le Bassin...*, p. 39. Il n'est pas précisé comment elle se concilie avec l'hypothèse relative à la vallée subséquente de la Terre-Plaine (*déjà cit.*, p. 114).

remblaiements analogues constatés dans le Bassin Parisien par Depéret (1), Bruet, Aufrère, Cholley et attribués à la fin du Pliocène, c'est-à-dire à la période qui a suivi le creusement Saint-Prestien.

En effet, A. Cholley à propos des vallées du Bassin Parisien, décrit un remblaiement de la fin du Pliocène ou du début du Quaternaire; Depéret dans son étude de l'évolution du bassin de la Seine a montré qu'à une grande phase de creusement au Saint-Prestien avait succédé un remblaiement important (une centaine de mètres). E. Chaput a fait la même démonstration pour le fossé de la Saône. Sans admettre, autour du Morvan, un ennoyage aussi

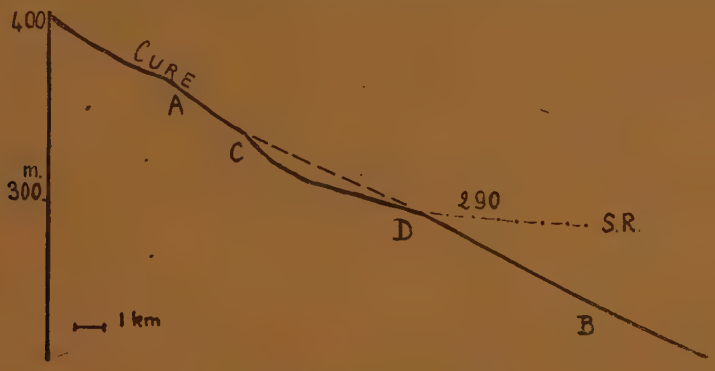


FIG. 33 : *Profil de la Cure.*
Morsure CD en rapport avec le remblaiement de la Terre-Plaine.

considérable, on peut concevoir une diminution dans l'évacuation des matériaux et la formation d'une « nappe de recouvrement ». Or, le déblaiement de la Terre-Plaine est, nous l'avons vu, certainement postérieur au Pontien et nous verrons que, dans le bassin d'Autun, l'accumulation des débris de remblaiement s'est faite beaucoup plus tard, après la formation du replat de 450 m. qui est certainement post-pontien (et peut-être Villafranchien?); d'autre part les cailloutis de Pontaubert sont profilés par les terrasses du Cousin que nous pouvons dater avec une quasi-certitude du début du Quaternaire : le remblaiement périphérique du Morvan date donc du Pliocène moyen ou supérieur; l'analogie des phénomènes signalés ailleurs nous incite à l'attribuer au Saint-Prestien. Ultérieurement se succédèrent les phases de creusement et de remblaiement qui déterminèrent autour du Morvan la formation de terrasses dont il ne reste plus que de rares lambeaux qui se développent quand on s'éloigne du massif. Dans les terres

(1) DEPÉRET : *Essai sur l'hist. Plioc.*, C. R. A. S., 1927, p. 1361.

cristallines elles-mêmes, nous n'avons pas, davantage que A. Boit ou J. P. Bakker, trouvé de restes de terrasses caractérisées; les rivières actuelles creusent leur lit dans une nappe d'alluvions parfois fort épaisse : plus de 9 m. à Saint-Moré, au-dessus de la Cure; 20 m. à Lucenay-l'Evêque, sous le Ternin, mais, il n'y a pas formation de terrasses car, comme nous le verrons *(cf. p. 141)* ce niveau alluvial doit correspondre à un remblaiement assez récent.

Le tableau suivant indique les niveaux d'alluvions ou les terrasses déterminés pour chaque rivière par les principaux auteurs qui s'en sont occupés; nous avons vérifié les terrasses de la Cure et du Cousin; en outre, nous citons les observations les plus caractéristiques faites à ce sujet surtout dans le Bassin Parisien :

Cours d'eau	*1re terrasse*	*2e terrasse*	*3e terrasse*
Cure :			
Lemoine	15	30	70
Pietkiewicz	15	30	70
De Planhol	15	30	
Collenot		30	
Yonne :			
Lemoine	15	30	70
Hure	15	24	
Serein :			
Collenot	15	30	
Cousin :			
Boit	10-15		56
Collenot		30	
Rhône :			
Roman	18-20	30-35	55-60
Loire :			
Denizot	15	25-35 40-55?	60
Lemoine			60-70
Jodot	15-20	30	60-70
Armançon :			
Collenot		30	
Somme :			
Aufrère		25	
Eure :			
Depéret	18	30	55
Alène	15	30	
Riodin		30	
Trait	15		
Veynon		30	

(Fig. 34, p. 139; 35, p. 139.)

FIG. 34 : *Terrasses de l'Alène.*
1 : Alluvions anciennes (+ 30 m.); 2 : Alluvions anciennes (+ 15 m.);
3 : Alluvions récentes.
L : 1/50.000.

FIG. 35 : *Terrasses de l'Yonne et de la Cure.*
1/120.000.

B. — Niveaux récents et terrasses.

La description des niveaux d'érosion et des manifestations de remblaiement montre que les alternances de creusement et d'alluvionnement se sont succédé particulièrement rapidement depuis le début du Pliocène. Il est possible que l'évolution soit même plus compliquée que nous l'allons décrire; en effet, certains auteurs intercalent un deuxième replat d'érosion vers 380 m. entre le replat de 440 m. et celui de 350 m., dans le bassin d'Autun et sur les bords du Ternin ou à l'est de Saint-Honoré par exemple : mais l'étude morphologique de la région et les courses sur le terrain nous font croire plus à des différences locales dans la vigueur de l'érosion qu'à l'existence d'une étape supplémentaire dans le creusement. Nous pouvons nous tromper, mais, en l'absence de tout repère stratigraphique, ne vaut-il pas mieux considérer seulement les éléments certains?

Le premier événement morphologique à dater, c'est le niveau de 450 m. Chabot (1) l'a daté dans le Jura du Pliocène inférieur, entre la fin du Pontien et le Pliocène moyen : il aurait été déterminé par les mouvements de la fin du Pontien et cette érosion a laissé des traces dans les débris grossiers et abondants du Pliocène moyen. Au contraire, E. Erzinger (2) suppose un âge Pliocène supérieur aux replats de Rechésy (420-490 m.) recouverts par des « cailloutis du Sundgau ». Pour E. Bruet et L. Aufrère (3), les dépôts qui se trouvent à la surface des plateaux d'Arc-en-Barrois sont postérieurs à ces plateaux et marquent donc la trace d'une attaque de l'érosion ultérieure; ils sont Villafranchiens. G. Denizot date également du Villafranchien la grande vague d'érosion qui s'étendit sur la partie occidentale du Bassin Parisien et sur les bords de la Loire.

Aucun argument certain ne permet de dater ce niveau. On peut constater qu'il est postérieur aux dislocations tectoniques, étant donné sa régularité et le fait que, sur les bords du fossé de la Saône, en particulier, il nivelle les failles. Nous dirons donc qu'il est *post-pontien*, sans pouvoir actuellement prétendre à plus de précision (4).

Ensuite se produisit une longue et vigoureuse érosion qui amena le creusement de vallées sensiblement jusqu'au niveau actuel; ce creusement fut suivi d'un remblaiement assez important qui ennoya une topographie très différenciée (ainsi au sud-ouest du Morvan ou dans le bassin d'Autun, les dépôts appelés P ou *mp* recouvrent d'une couche, fort irrégulière, de sables quartzeux avec éléments cristallins, jurassiques et crétacés, roulés, des ver-

(1) G. Chabot : Thèse.
(2) E. Erzinger : *Die Oberflächenformen...*, p. 118.
(3) E. Bruet et L. Aufrère : *La Morphologie...*, B. A. G. F., 1931, p. 22.
(4) Peut-être Villafranchien?

sants d'anciennes vallées et des plateaux). Ce creusement et ce remblaiement peuvent être datés par analogie avec ce qui s'est passé dans le Bassin Parisien ou dans la vallée de la Saône : ici, Chaput a signalé un remblaiement général au Saint-Prestien, c'est-à-dire à la même époque que celui de la vallée de l'Eure signalé par Depéret.

Or, les dépôts de ce remblaiement de l'extrême fin du Pliocène sont nivelés par l'aplanissement de 330-360 m. *(cf. fig. 72, p. 256)* : c'est très net, en particulier autour de Saint-Honoré ou mieux sur le bord septentrional du bassin d'Autun où on voit du nord au sud les roches cristallines, le Permien et le Pliocène nivelés par un même aplanissement à 361 m. au nord et à 354 m. au sud. Le niveau de 350 m. est donc postérieur au Saint-Prestien, il est daté *du début du Quaternaire.*

Les terrasses ultérieures sont datées par les observations de Mlle A. Hure (1), qui a étudié les restes préhistoriques de la vallée de l'Yonne, et par les rapprochements faits avec les études des vallées de la Somme ou de l'Eure. La terrasse de 30 m. est du *Chelléen;* celle de 15 m. de l'*Acheuléen;* elle fut suivie au Moustérien ancien d'un creusement des vallées jusqu'au-dessous du niveau actuel : creusement peut-être en rapport avec une période inter-glaciaire puisqu'on aurait trouvé des restes d'Elephas et de cerfs dans les alluvions qui ont comblé la vallée ainsi creusée; ce serait le Moustérien tempéré, postérieur à la glaciation de Riss (2); enfin, nouveau remblaiement, à peu près jusqu'au niveau actuel, au Moustérien supérieur, atteignant ainsi l'époque du Renne : donc, nouvelle période froide, correspondant à la dernière glaciation. Les terrasses des abords du Morvan sont donc à mettre en rapport avec les oscillations relatives des périodes glaciaires quaternaires (3).

Conclusion : Surfaces, niveaux et morphologie.

L'étude des surfaces, qui ont été réalisées plus ou moins complètement sur le Morvan et ses bordures, a confirmé les hypothèses que nous avait déjà suggérées l'examen des terrains et de la tectonique, c'est-à-dire la persistance d'un môle cristallin et la dissymétrie fondamentale de ce massif.

Si l'allure générale du Morvan (montée adoucie depuis la Terre-Plaine jusqu'au Haut-Folin, abaissement progressif vers l'est et vers l'ouest) est encore à mettre en rapport avec les restes de la

(1) A. Hure : *Les Terrasses alluviales au nord de l'Yonne*, C. R. S. G., 1927, p. 66, 1924-1926.
(2) P. Fénelon : *Géogr. humaine...* Congr. Amsterdam, p. 272. — W. B. Wright, V. Mihailescu...
(3) Celle de 60 m. serait de l'interglaciaire Gunz-Mindel; celles de 15 et 30 m. de l'interglaciaire Mindel-Riss.

grande surface post-hercynienne, chaque division du massif correspond en réalité à une combinaison particulière des différentes étapes de l'érosion *(cf. H. T. Pl. IV)*.

Le Haut-Morvan réalise, comme nous l'avons déjà signalé, un type très particulier sur lequel nous reviendrons (1).

L'étude morphologique apporte, avec une quasi-certitude, la preuve que cette région fut continuellement émergée depuis l'époque anté-triasique. La surface post-hercynienne a à peu près disparu; on peut cependant lui attribuer, avec quelque vraisemblance, les plus hauts sommets dont les altitudes décroissent régulièrement quand on s'éloigne du Haut-Folin. A la période infra-crétacée et crétacée on peut sans doute rattacher les replats et les cols les plus hauts qui entourent le Haut-Folin au-dessous des restes post-hercyniens et au-dessus des traces éocènes. L'érosion éocène elle-même ne s'est infiltrée dans ce dôme éloigné que sous forme de hautes vallées qui subsistent en tant que telles au nord-est du Haut-Folin, ou bien dont les restes dessinent des replats sur les flancs de dépressions plus récentes : banquettes de 680 m. aux abords de la cuvette d'Arleuf, de la Haute-Yonne. Sur le pourtour du Haut-Morvan, cette étape éocène forme à l'ouest l'essentiel du paysage autour de Fachin, sur la rive gauche de l'Yonne supérieure, où on retrouve un aspect de « Morvan pourri », protégé par l'escarpement de la faille de Villapourçon. A l'est, au contraire, les traces de l'érosion éocène sont presque entièrement effacées par les attaques ultérieures qui se sont vigoureusement développées au voisinage du bassin d'Autun : des replats mio-pontiens sont repérables, entaillant la roche au nord du Roussillon, à l'ouest des Guillaume et dans la forêt de Glaine ou exhumant une surface plus ancienne au sud de la Selle, tandis que la vallée moyenne de la Canche est encore à rattacher à cette époque. En contrebas, le niveau villafranchien (?) inscrit des replats sur les rives de la Canche, de la Selle, de la Grande-Verrière, en bordure du bassin d'Autun, de la moyenne vallée de l'Arroux, au sud-est; on le retrouve sur le bord oriental de l'Yonne à l'ouest d'Arleuf et au sud-ouest des aplanissements mio-pontiens de Goury.

A l'opposé de cette évolution complète se place celle du Morvan pourri. Tout d'abord, celui-ci a été fossilisé, au moins par les couches sédimentaires du début du Secondaire (placages silicifiés en place et témoins épars sur le sol) jusqu'aux environs de Gien-sur-Cure et de nouveau au Sénonien jusqu'au niveau de Montsauche. L'érosion infra-crétacée et crétacée a donc déblayé les terrains secondaires et n'a pu s'inscrire sur le cristallin que dans une région fort restreinte au sud (blocs tronqués des bois de Sérault

(1) Cf. 3e partie « le Haut-Morvan ».

et des Elans). A l'Eocène, une érosion vigoureuse exhume la surface post-hercynienne sans doute depuis le Chalaux à l'ouest jusqu'aux alentours de Dun-les-Places sur la Cure au nord; il est impossible de fixer la limite est, mais elle était certainement au-delà de la faille actuelle de Moux (argiles des bois de Patuet). Cette érosion remanie la surface exhumée, d'autant plus qu'on se rapproche du Haut-Morvan; elle s'inscrit sous forme de vastes et molles dépressions; la roche granitique subit la kaolinisation. Les cassures oligocènes surélèvent un bloc de Morvan pourri entre la faille de Moux à l'est, celle des Brenots au nord, d'Arleuf au sud, le fossé de l'Yonne et la faille de Brassy à l'ouest. Entre les escarpements qui le limitent, le bloc est, en somme, mis hors de course, « en conserve » : l'érosion mio-pontienne attaque la bordure, s'infiltre le long des couloirs d'érosion des vallées (traces le long de la faille de Moux, sur les bords de la Cure, du Chalaux, de la Houssière), mais autour des Settons, le Morvan s'est arrêté de vivre à la fin de l'époque éocène.

Dans les « Pays-Plats » du nord et de l'est, l'évolution est beaucoup plus simple. Aplanies par la surface post-hercynienne, puis fossilisées par une grande épaisseur de sédiments, ces régions n'ont pas conservé la trace des attaques qui se sont inscrites sur les terrains de la couverture avant leur déblaiement. L'étude morphologique (position par rapport aux argiles éocènes, creusement d'un seul jet de la vallée de la Cure en aval de Dun-les-Places), nous a permis d'attribuer au mio-pontien les premières traces de l'érosion dans ces régions. Et nous voyons alors se différencier deux ensembles : celui du nord, longuement stable, en rapport avec des phénomènes analogues dans le Bassin Parisien, où l'érosion a marqué d'un véritable aplanissement la couronne de terres cristallines du Mont-Vigne jusqu'à la vallée de l'Argentale (428 à 390 m.) dans le prolongement de la surface des plateaux jurassiques du Nord de la Terre-Plaine; celui de l'Est, où l'instabilité, la présence de gradins tectoniques importants datant de l'Oligocène, l'ampleur moins considérable des phénomènes (en rapport seulement avec une cuvette locale : celle de Dijon), ont permis seulement une attaque moins efficace qui aboutit au déblaiement des terrains tendres du Lias, plus ou moins complètement, jusqu'au pied de la faille de Moux, dont l'escarpement fut à peine entamé par des têtes de vallées. Au nord, au contraire, l'absence de grandes dislocations tectoniques qui avait permis la conservation d'une pente régulière de la surface post-hercynienne favorisa le libre jeu de l'érosion mio-pontienne qui, grâce à la stabilité de l'ensemble, s'infiltra en replats importants le long des vallées de la Cure et du Chalaux.

Le déblaiement postérieur de la Terre-Plaine et de l'Auxois

n'a fait que provoquer un déblaiement incomplet de nouvelles portions plus excentriques de l'ancienne surface post-hercynienne dans laquelle se sont encaissées les vallées. Les vicissitudes de ce déblaiement se sont, du reste, marquées dans le profil longitudinal des rivières (rupture de pente de la vallée de la Cure en rapport avec le remblaiement saint-prestien) *(cf. fig. 33, p. 137)*.

Au sud-est du Morvan, c'est-à-dire dans le Morvan rajeuni, l'évolution est un peu différente de celle des Pays-Plats avec laquelle elle présente cependant certaines analogies. Si la surface post-hercynienne exhumée forme encore, à mon avis, l'ossature du paysage, elle n'a pas été dégagée partout aussi récemment et elle a été beaucoup plus remaniée au voisinage des vallées ou du bassin d'Autun. En effet, certaines portions de cette surface ont dû être exhumées dès l'Eocène comme en témoignent les argiles kaoliniques des bois de Patuet et l'étude morphologique détaillée des sommets au nord-ouest et au sud-est du bassin d'Autun. L'érosion mio-pontienne n'a fait que lécher cette surface autour de Ménessaire (surface polygénique), alors qu'elle entaillait des replats en contrebas sur les bords de la Selle ou à l'est du Signal de Mont-Jeu, un peu plus au sud. Les mouvements de la région d'Autun, parallèles à ceux qui, à la même époque, s'exerçaient sur les bords de la Saône, ont provoqué une extension vers le nord des manifestations vigoureuses dues à l'érosion villafranchienne (par rapport à celles de la phase mio-pontienne) : replats des versants du Ternin et fond de vallée au niveau d'Alligny, replats sur les rives de la Selle, de la Canche sur les bords de la cuvette d'Anost, du bassin d'Autun, de l'Arroux en aval d'Autun... Enfin, l'érosion quaternaire même a marqué de son empreinte la bordure du Morvan rajeuni puisque le replat de 360 m. postérieur au Saint-Prestien se dessine en bordure du bassin d'Autun et jusque dans la vallée élargie de Sommant ou dans la tête de vallée sèche à l'est de Barnay-Dessus... Ici sont représentées toutes les étapes les plus récentes de l'érosion.

A l'ouest, enfin, le Morvan troué qui retiendra longuement notre attention (1) peut être sommairement décrit ainsi : depuis le parallèle du Mont-Vigne jusqu'à l'Alène, à l'ouest de l'Yonne et du Chalaux, la surface post-hercynienne est rarement repérable avec certitude. On peut lui rapporter les plus hauts sommets à l'ouest de Faohin et d'Ouroux, qui dominent des aplanissements éocènes caractérisés dans une position tout à fait analogue à ce qu'on trouve autour des Settons, et les éléments de plateaux élevés à l'est du Mont-Vigne et de Lormes qui sont tout à fait comparables du point de vue morphologique à ceux de la forêt au Duc, à l'est de la Cure. Au pied de ces derniers viennent direc-

(1) Cf. 3e partie, chapitre « les Cuvettes ».

tement buter les aplanissements mio-pontiens de Lormes et des bords du Chalaux et l'on pourrait presque prolonger jusqu'à la vallée de l'Auxois la dénomination de « Pays-Plats du nord », si les éléments post-hercyniens exhumés n'étaient pas si réduits.

Au sud de la vallée de l'Auxois, on a la preuve que l'érosion éocène s'est exercée sur le cristallin (Ouroux-Fachin), mais on ne peut déterminer la limite occidentale de cette action; en effet, les failles ultérieures rendent impossible toute reconstitution, d'autant plus que l'intensité et l'étendue des manifestations de l'érosion récente ont fait disparaître tout reste géologique ou pédologique. Les traces des aplanissements mio-pontiens eux-mêmes ne subsistent que réduites à d'étroits replats qui entourent à distance les vallées du Languison, de l'Yonne (cuvette de Montreuillon), du Veynon, du Guignon, des Garats, de la Dragne... tandis que les replats villafranchiens se manifestent d'autant plus nettement que l'on se dirige vers le sud (accroissement des différences d'altitude entre replats mio-pontiens et villafranchiens, confondus au nord de Lormes, et extension de ces derniers). Le fond des cuvettes lui-même fut façonné depuis le début du Quaternaire (1).

Dans ce Morvan troué, par conséquent, l'érosion récente a exercé une action importante sur un paysage déjà partiellement façonné à l'Eocène : la proximité du niveau de base et la subsidence prolongée de la cuvette bourbonnaise ont favorisé, à la fois, le déblaiement des terrains secondaires exceptionnellement tendres du Bazois et, par suite, le développement des phénomènes d'attaque sur la bordure occidentale des terres cristallines.

Ainsi, la dissymétrie actuelle du Morvan est essentiellement due à la position du massif à la limite des influences parisienne et rhodanienne ou encore des domaines hercynien et alpin : le Nord a évolué comme un petit Limousin alors que l'évolution du sud-est serait plutôt à rapprocher — toute proportion gardée — de celle des Cévennes! Cette situation particulière explique l'assaut dissymétrique des vagues d'érosion, déterminées par des niveaux de base et des sursauts tectoniques différents. A vrai dire, le Morvan se trouve même à la croisée de trois influences : le Sud-Est a évolué dans des conditions analogues à celles de la Côte d'Or; — le Sud-Ouest en fonction de la zone de subsidence bourbonnaise, à rapprocher de la Limagne, donc du Massif Central; — le Nord en liaison avec les terres du Bassin Parisien et spécialement la région orléanaise. Aussi, rarement ces vagues d'érosion ont coordonné leurs efforts : seuls le Trias et le Lias ont vu se réaliser une pénéplaine digne de ce nom et rendue telle, sans doute, par l'action complémentaire de l'abrasion marine, jointe à l'attaque sub-aérienne. Le Crétacé a laissé de bien

(1) Cf. chapitre sur « les Cuvettes ».

hypothétiques traces; l'attaque de l'Eocène a joué un rôle essentiel dans le Morvan pourri et a commencé l'œuvre de démantèlement dans le Morvan troué. Il faut arriver au Miocène pour que l'Est commence enfin à recevoir son façonnement actuel et c'est d'une superposition de la pénéplaine du début du Secondaire et de celle du Miocène que naquirent les « Pays-Plats » de l'est.

Ainsi, les surfaces anciennes antérieures au Pliocène *apparaissent dans le Morvan comme les plans stratigraphiques essentiels de l'évolution morphologique.*

Les éraflures du Pliocène et du Quaternaire n'ont pas réussi à modifier profondément l'allure du vieux massif mio-pontien, sauf dans les régions de contact entre terrains cristallins et sédimentaires qui ont été déblayées et le long des vallées.

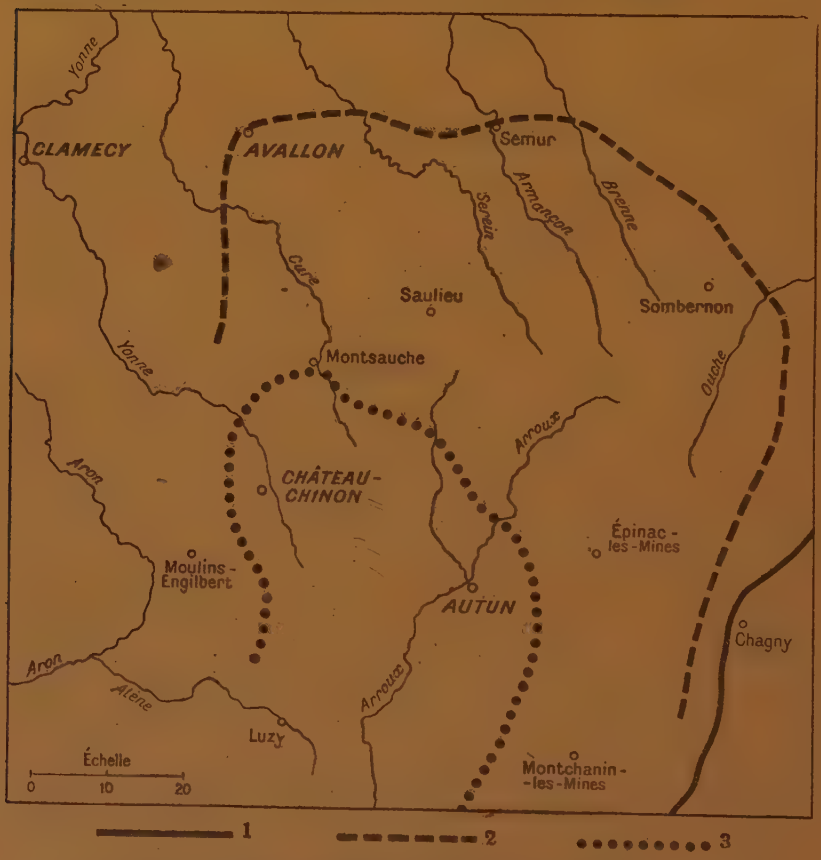


Fig. 35 *bis : Avancée du Crétacé sur le Morvan.*
1 : Limite des restes crétacés actuels. Limite au-delà de laquelle on n'a pas trouvé de témoins; 2 : de l'Albien; 3 : du Sénonien.

IV

FAILLES ET SURFACES

Si nous plaçons aussitôt après une étude des surfaces un chapitre sur les failles du Morvan, c'est qu'elles revêtent une importance considérable : elles ont brisé des surfaces, d'autres aplanissements les ont nivelées... leur étude permet d'apporter des preuves de l'évolution morphologique de la région. D'autre part, elles ont une influence indéniable dans l'orientation, la localisation et les directions du réseau hydrographique (1); nous verrons qu'une étude des aplanissements et des dislocations tectoniques, qui ont affecté le Morvan, suffit à expliquer les variations et le tracé du drainage morvandiau.

Cependant, il n'entre pas dans notre propos de faire un catalogue de ces failles mais seulement d'étudier quelques cas particuliers et de dégager quelques évolutions typiques.

1. Quelques failles des terrains sédimentaires de la bordure.

A. — La faille de Cuncy-Oisy (à l'ouest de Clamecy) est un bel exemple d'évolution complexe; elle prolonge, en effet, le faisceau de Saint-Saulge. Aussi peut-on voir les conséquences de la différence de dureté des roches; les failles de Saint-Saulge déterminent un horst à gradins multiples *(cf. croquis);* elles sont de regard contraire symétriquement de part et d'autre du bombement cristallin en relief. Au contraire, à Beaulieu, 25 km. au nord, si la disposition des failles est toujours la même, l'affleurement des terrains tendres du Lias inférieur dans le compartiment soulevé a déterminé une inversion de relief *(cf. croquis)*. Au nord de Mhers, le faisceau de Saint-Saulge cesse pour faire place à une faille unique de regard primitivement oriental et de rejet décroissant du sud au nord (de 200 m. au sud, 70 m. à l'ouest de Clamecy, quelques mètres au nord dans la forêt de Frétoy où elle fait place à une flexure sud-ouest, nord-est). C'est cet

(1) Une faille dans les roches cristallines impose au réseau hydrographique une influence plus considérable, plus durable et plus rigide qu'en cas de structure différenciée : en effet, son influence est quasi permanente étant donné la masse des terrains et leur relative homogénéité (sauf action de facteurs climatiques particuliers).

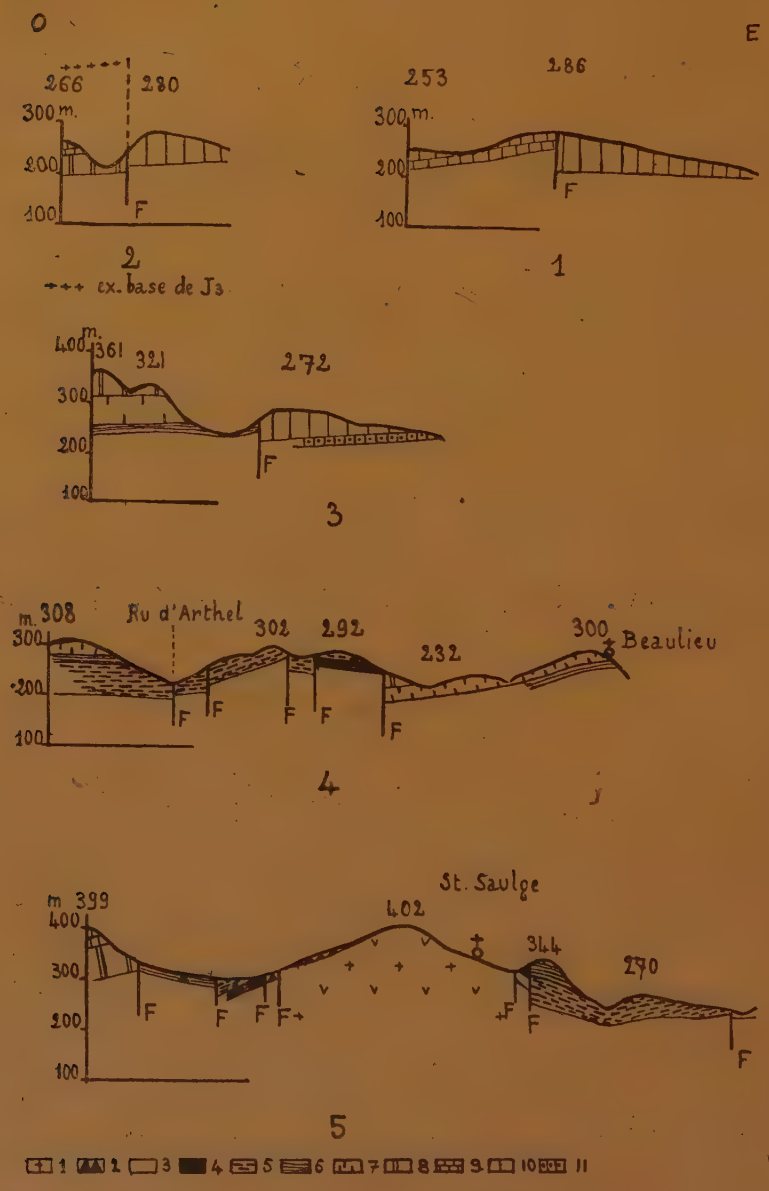


FIG. 36 : *Faisceau de Saint-Saulge.*

1 : Cristallin; 2 : Trias; 3 : Hettangien; 4 : Sinémurien; 5 : Charmouthien; 6 : Toarcien; 7 : Bajocien; 8 : Bathonien; 9 : Bath. Sup.; 10 : Callovien; 11 : Rauracien.

L : 1/120.000.

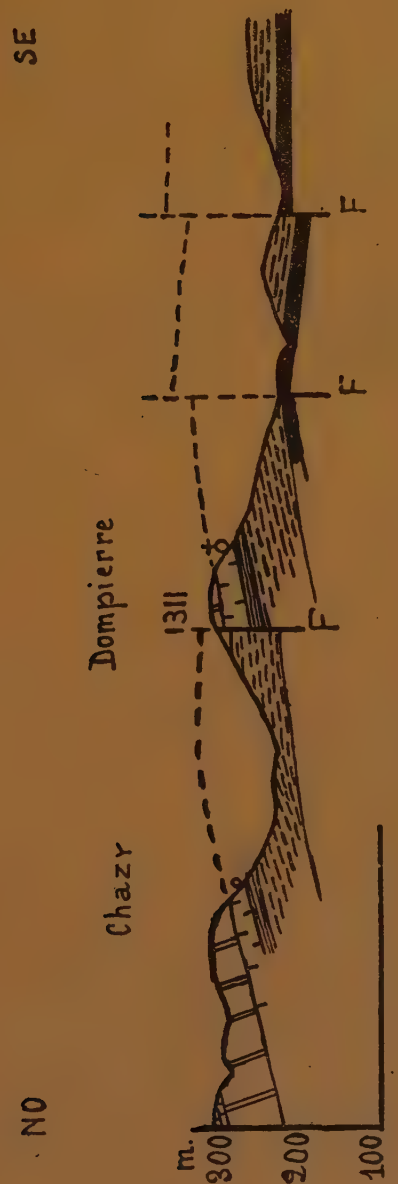


FIG. 37 : *Failles de Dompierre et Germenay.*
Butte-témoins tectoniques (cf. légende fig. 36).
H : 1/10.000; L : 1/80.000.

accident qui a dû, selon nous, orienter le cours de l'Yonne; la disposition des restes éocènes prouve qu'elle a joué postérieurement à leur dépôt.

Actuellement on assiste, depuis Cuncy-les-Varzy jusqu'à Breugnon, à un curieux phénomène qui est dû à la facilité du déblaiement dans les argiles du Lias supérieur : un large fossé ondulé mais non drainé s'est creusé entre l'escarpement reculé primitif qui le domine de 120 à 60 m. à l'ouest, par une série de buttes résiduelles, et l'escarpement inversé actuel (40 m. à l'est *(cf. fig. 36, p. 148)*, qui forme une ligne continue sauf quand il a été traversé par les vallées, maintenant sèches, qui vont à l'Yonne. Sur la rive nord du Sauzay, le même phénomène est en train de s'esquisser dans la vallée d'Oisy, tandis qu'au-delà, la faille qui a perdu beaucoup de son importance est simplement nivelée.

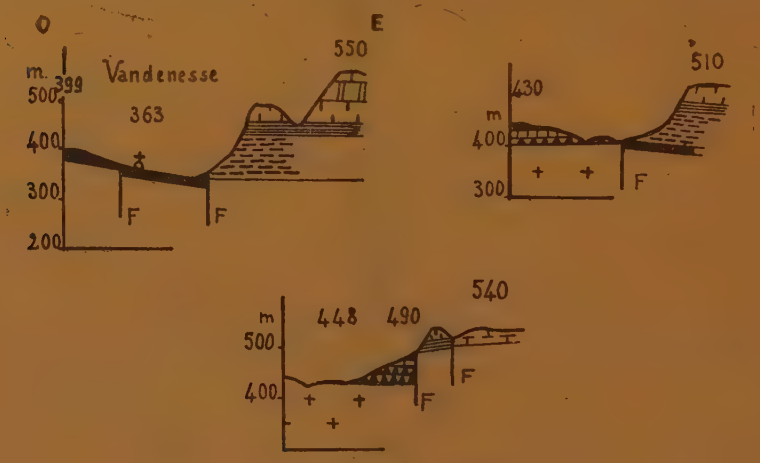


Fig. 38 : *Faille de Painblanc.*
L : 1/120.000.

B. — La faille de Dompierre a donné naissance à un escarpement de regard oriental de faible rejet (30 m. au sud, 60 m. au nord), qui a reculé parallèlement à lui-même. Or, la structure étant concordante inclinée, une véritable côte s'est développée qui témoigne de son origine par sa direction générale remarquablement rectiligne malgré les indentations de l'entonnoir de percée conséquente du Cornot, ou les entailles des ruisseaux obséquents qui vont à l'Yonne.

On a même, fait paradoxal, des sortes de buttes-témoins à Challement, Villaine, Dompierre mais une étude topographique et géologique montre qu'il s'agit de l'escarpement de la faille

de Germenay : facilement reculé dans les marnes, disloqué par les affluents de l'Yonne et dont les traces ont été conservées, grâce à la faille de Dompierre et à l'inclinaison des couches vers le nord-ouest *(cf. fig. 37, p. 149)*.

C. — Les failles du Bazois (failles de l'Yonne moyenne et du Trait) constituent de remarquables exemples de failles nivelées. En effet, elles ont un faible rejet; elles sont généralement

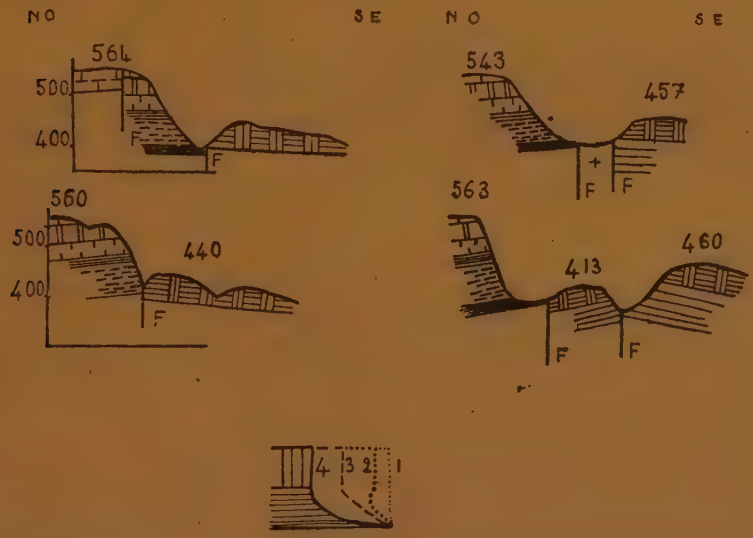


Fig. 39 : *Faille de Saint-Romain.*
(Légende fig. 36.)
L : 1/120.000.

en rapport étroit avec des vallées (celle du Trait à Tamnay : 25 m., celle de la Collancelle : 15 m.); enfin, actuellement, elles affectent les terrains tendres du Lias moyen et inférieur. Aussi, les rivières en ont fait disparaître toutes traces topographiques.

D. — La faille de Painblanc qui borde, à l'ouest les plateaux de la Côte d'Or est un bon type d'escarpement de faille inversé *(cf. fig. 38, p. 150)*. A l'escarpement primitif de regard oriental et de rejet variable (130 m. à Aubigny, 15 m. à l'ouest-de Bligny-sur-Ouche, 60 m. en deux étages à l'ouest de Châteauneuf...) s'est substitué un talus tourné vers l'ouest et dominant de 40 m. au sud, de 70 m. au centre et de 110 m. au nord les collines liasiques ou cristallines. Cette évolution s'explique aisément par la position respective des terrains durs et tendres de

chaque côté de la faille. Si on considère l'altitude des sommets des plateaux et des buttes jurassiques et si on la projette au-delà du tracé de la faille, on voit que la surface qui les a tranchés devait s'inscrire sur des terrains liasiques marneux ou argileux *(cf. croquis)* : rien d'étonnant par conséquent à ce que le déblaiement ait été plus vigoureux à partir, sans doute, d'une surface topographique (ce serait la surface mio-pontienne : *(cf. p. 131)*.

E. — La faille de Saint-Romain est un ensemble assez complexe, formée tour à tour par une cassure unique ou par un faisceau de fractures. L'escarpement de la faille occidentale a joué le rôle de barrière directrice pour l'alignement des têtes d'affluents qui vont à la Dheune : l'attaque s'est développée en rapport avec le niveau d'érosion de 450 m. (qui est peut-être un niveau semi-tectonique, aménagé par une vague d'érosion pliocène). Le niveau s'est inscrit, sur le compartiment affaissé, dans le calcaire dur du Rauracien mais, le long de l'escarpement de faille, à l'altitude correspondante se trouvaient les terrains tendres du Lias dans lesquels s'est développée une sorte de gouttière allongée bordée par deux corniches calcaires nées de la même faille au sud et au nord, de deux failles divergentes au centre *(cf. fig. 39, p. 151)*; la corniche de regard occidental étant en tout cas, un escarpement de faille inversé.

2. Les failles bordières du Morvan.

Les failles qui limitent le Morvan à l'ouest et à l'est méritent une étude particulière : elles mettent en contact un horst cristallin et une épaisseur parfois considérable de terrains sédimentaires.

A. — Les failles du rebord occidental. — A l'ouest un long faisceau de cassures suit le Morvan, très régulièrement, du nord au sud. Parfois une, et parfois multiples, les dislocations abaissent le vieux socle tantôt en une fois, tantôt par une succession de gradins compliqués. Très ancienne puisqu'elle est, par endroits, jalonnée par des filons de quartz et de microgranulite, elle a dû rejouer, comme les autres cassures nord-sud du Massif Central, au cours de l'Aquitanien.

Au nord-ouest, deux rameaux convergent, l'un vient du nord : c'est *la faille de la Cure* qui a un rejet d'environ 60 m. au nord de Vézelay et se continue par une flexure dont les effets se font sentir jusqu'au nord de Saint-Moré. En amont de Saint-Père, la faille dévie vers le sud-sud-est et rencontre à Domecy-sur-Cure une faille nord-nord-est sud-sud-ouest.

A l'ouest d'Avallon, en effet, un simple parcours sur la route jusqu'au-delà de Pontaubert permet de repérer trois failles déjà citées par les anciens auteurs (1) : *la faille d'Island* qui passe par Annéot, Vault-de-Lugny, ouest d'Island (le regard est occidental, le rejet atteint environ 15 m., l'escarpement est inversé); *la faille des chaumes de Pontaubert* repérée à 800 m. à l'est du clocher de Pontaubert, à l'est d'Island, au sud-est de Ménades (regard occidental, 25 m. de rejet, escarpement inversé); *la faille nord-sud de Grand-Island* coupe la précédente au nord des chaumes de la Bigotte (regard occidental, rejet 20 m., escarpement nivelé).

Vers le sud, au village de Cure, les deux failles nord-nord-est sud-sud-ouest se rassemblent, rencontrent la faille de la Cure : ainsi est formée *la faille de Bazoches*. Celle-ci passe à l'est de ce village et au pied du château de Vauban, puis elle se glisse en se doublant entre le Mont-Vigne et le Morvan *(cf. fig. 40, p. 154);* le regard est occidental, mais le rejet va en augmentant du nord au sud (150 m. à l'ouest de Domecy-sur-Cure; 250 m. au moins au Mont-Vigne); la faille a été nivelée sans doute au mio-pontien, comme le prouvent les aplanissements du Mont-Vigne et de la côte 415, puis l'érosion ultérieure a déblayé une vallée exhumant l'escarpement et le faisant reculer (ainsi dans le bois de Bazoches), et créant un second escarpement inversé dans les calcaires : ce talus est lui-même fortement disséqué en aval de Champignolle.

Au sud du Mont-Vigne le rejet primitif était encore plus considérable : 350 m. au moins à Lormes, 250 m. à 300 m. à Saint-Péreuse, 350 m. de nouveau à Saint-Honoré; à l'ouest de Mouron, seulement, la faille est, non pas disparue comme le marque la carte géologique (2) mais atténuée (rejet primitif vraisemblablement 150 m.), et, de plus, l'action de l'Yonne en a presque fait disparaître les traces. Cette faille présente à l'ouest de Lormes et de Moulins-Engilbert (où elle est du reste dédoublée) des caractères de flexure faillée car les couches sédimentaires sont fortement redressées au pied même de la cassure.

La montée des couches secondaires vers le dôme cristallin de Mouron qui sépare le nord et le sud du Bazois explique l'allure actuelle de l'escarpement de la faille : le niveau villafranchien (?) de 450 m. a raboté le cristallin et les terrains sédimentaires et il a ainsi entamé les couches tendres du Lias qui ont pu être déblayées ultérieurement : ainsi, l'escarpement actuel a été exhumé depuis la fin du Pliocène. Etant donné les propriétés du granit (3) il a reculé parallèlement à lui-même quand aucune vallée ne le traversait; ainsi au nord-ouest et à l'ouest de Lormes *(cf. fig. 8);* au contraire, il a été découpé profondément par les

(1) A. Michel-Lévy et C. Vélain : B. S. G. F., 1877, p. 350.
(2) *Feuille géol. au 1/80.000 de Château-Chinon* (2e éd.).
(3) Cf. P. Birot : Thèse, p. 285 et ss.

vallées : le Languison, l'Yonne, le Veynon, les Garats, le Guignon, la Dragne, le ruisseau du Seu... Entre ces profondes percées, subsistent des collines comme celles des monts Fragots, de Sainte-Péreuse..., traces de l'ancien escarpement exhumé. Actuellement,

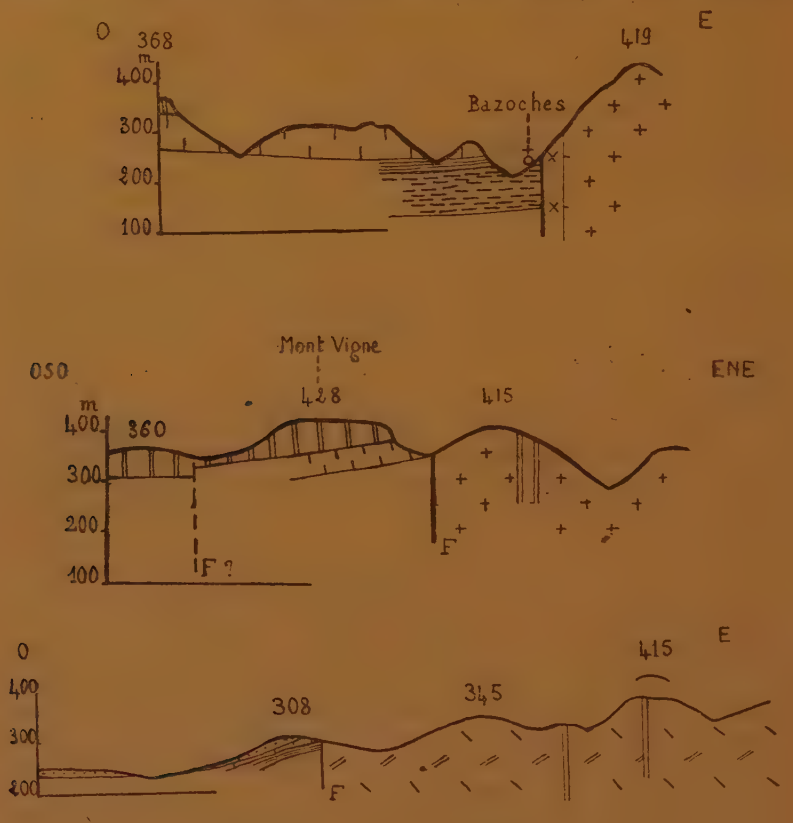


FIG. 40 : *La faille occidentale :*
à Bazoches, au Mont-Vigne, au nord de Saint-Honoré.
(Cf. légende fig. 36.)
L : 1/60.000.

le travail de l'érosion différentielle maintient un talus bien modeste (20 à 50 m.) qui suit approximativement le tracé du changement de roches *(cf. fig. 40, p. 154)*.

B. — LES FAILLES DU REBORD ORIENTAL. — La carte géologique les arrête au nord de Bar-le-Régulier et au sud de la Motte-Ternant; mais, elles se prolongent, en réalité, par la faille

que jalonne la vallée du Trévoux jusqu'au bassin d'Autun, par celle qui est parallèle à la vallée du Serein au moins jusqu'à Courcelles-les-Semur. Aucun filon ne permet de dater les cassures originelles, cependant des filons de granulite tout proches leur sont parallèles.

Il est assez paradoxal de constater que c'est la bordure orientale du Morvan, c'est-à-dire celle qui est au voisinage de la grande région de dislocations de la Côte-d'Or, qui est marquée par les failles les moins considérables. On a l'impression de deux styles différents : à l'ouest, les effondrements, type Limagne; à l'est les gradins successifs.

En effet, depuis Précy-sous-Thil jusqu'au sud de Thoisy-la-

FIG. 41 : *Les failles orientales* (cf. légende fig. 36).
L : 1/90.000.

Berchère, on a deux failles parallèles, parfois interrompues, de regard oriental et dont le rejet total n'excède pas 110 m. (à Mercueil où il est le plus important), il est à peine de 60 m. au sud de Précy. Les failles sont nivelées au nord de la Motte-Ternant grâce à l'érosion du Serein et on a une inversion de relief puisque les quatre buttes conservées dans le fossé synclinal de Fontangy dominent maintenant les croupes morvandelles *(cf. fig. 41, p. 155)*. Au sud de la Motte, la large vallée du Serein déblayée dans les marnes liasiques a exhumé l'escarpement de la faille occidentale qui a même commencé à reculer dans la partie où le Serein passe au pied, à Mercueil. Il s'agit d'un déblaiement récent, vraisemblablement de la fin du Pliocène ou du Quaternaire, cependant les formes sont déjà très adoucies.

Au sud de Pierre-Pointe, la faille unique donne un double escarpement : on ne peut mieux comparer ce secteur jusqu'à la Motte-Ternant, qu'à la section de la bordure du nord-ouest entre le Mont-Vigne et Bazoches mais la dureté plus grande des calcaires donne des collines aux corniches plus vigoureuses.

Enfin, la faille se divise en plusieurs cassures rayonnantes de regard occidental et de faible rejet, sauf celle qui limite au nord-ouest le compartiment de Bar-le-Régulier (rejet 60 m.). Cette dispersion est provoquée par le système tectonique particulier du bassin d'Autun voisin.

3. Les failles du Morvan.

Nous avons déjà souligné combien il est hasardeux de tracer des failles d'après les repères que l'on peut déceler parmi les roches cristallines : la carte tectonique fait le point de nos hypothèses à ce sujet. Nous voudrions, ici, étudier quelques accidents caractéristiques de l'évolution des failles dans un matériel sensiblement homogène.

A. — La faille de Moux. — Avec la faille de Moux, on pénètre dans le massif et aucun argument géologique ne peut plus être donné pour affirmer l'existence de cette faille. Cependant, on constate depuis les Fourches jusqu'à l'ouest de Cussy-en-Morvan, l'existence d'un talus très régulier qui sépare, par une dénivellation à peu près constante de 100 m., les compartiments oriental et occidental. Cet escarpement constitue la ligne de partage des eaux qui vont à la Loire par le Ternin et de celles qui rejoignent la Seine par la Cure; c'est la limite est du Morvan pourri. Mais, si cette faille est la plus connue de celles qui accidentent les terres cristallines, elle est loin d'avoir le tracé régulièrement nord-nord-est sud-sud-ouest qu'on lui a généralement attribué : au contraire, elle est affectée par une série de décrochements latéraux qui la rendent curieusement parallèle à la faille bordière orientale et qui semblent influencés par les plissements hercyniens. Ainsi le décrochement vers l'ouest d'Anost est sur le passage de l'anticlinal de Moulins-Elgilbert de même que l'interruption de Savilly dans la faille orientale; le saillant de Montloiron sur le synclinal de Ménessaire qui passe au sud du faisceau de failles de Brazey; le décrochement de Ménessaire sur l'anticlinal de Gien-sur-Cure qui passe aussi à l'est de Liernais, par le rentrant de Vouvres; le décrochement d'Alligny est sur le synclinal de Montsauche, de même que celui de Pierre-Pointe... Elle se redresse vers le nord à Fétigny et cesse de jouer un rôle topographique au nord de Champeau. Son regard est oriental et son rejet varie de 120 m. à l'ouest de Cussy, à 60 m. à Fétigny. Son évolution morphologique est intéressante à esquisser : comme elle avait pris dès l'Aquitanien, vraisemblablement, une importance analogue à celle que nous lui voyons actuellement (1), la surface mio-pontienne vient mourir à ses pieds, décapant le Lias du compartiment affaissé et faisant reculer légèrement

(1) En effet, nous avons attribué au post-hercynien avec remaniement éocène la surface du bloc occidental, quant au bloc oriental, c'est également la surface post-hercynienne qui en constitue le sommet, mais nous ignorons jusqu'où elle était déblayée vers l'est à l'Aquitanien. Cependant, le déblaiement avait en certains points dépassé la faille de Moux (argile des bois de Patuet).

l'escarpement *(cf. fig. 42, p. 157);* le creusement du Ternin et de ses affluents au Pliocène et au début du Quaternaire, encaissa la vallée principale, détermina la formation de nouveaux replats, recula encore l'escarpement primitif; c'est la complexité de cette évolution qui permit à J. P. Bakker de croire à une faille multiple, notamment aux abords de Fétigny (1).

B. — L'escalier de gradins du Ternin : c'est une explication analogue qui permet de rendre compte des multiples replats

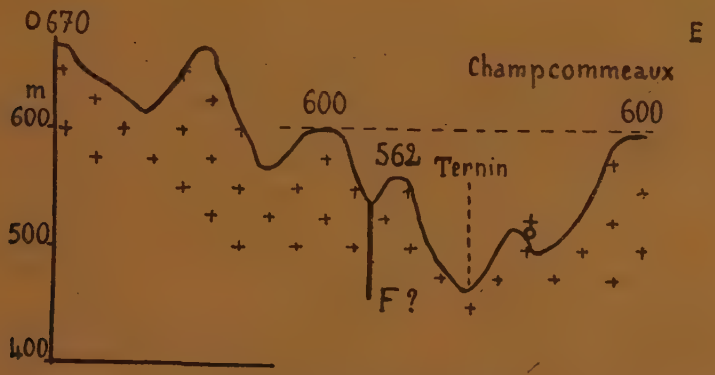


Fig. 42 : *La faille de Moux.*
1 : Roches cristallines; 2 : Surface mio-pontienne.
H : 1/5.000; L : 1/50.000.

et banquettes de la rive orientale du Ternin moyen. On a successivement la faille de Moux, *la faille de Sommant* (regard oriental, rejet 40 m. au nord, 60 m. au sud), dont l'escarpement est tantôt entaillé, tantôt mis en valeur par les têtes de vallées qui vont au Ternin; *la faille de Reclesne* qui n'est peut-être qu'une cassure à la rencontre de deux blocs basculés l'un vers l'autre et qui détermine, de Souvert à Lucenay une vallée de faille, à double escarpement symétrique. Or, l'escarpement de Sommant a sans doute été nivelé au mio-pontien à l'altitude de la surface liasique exhumée dans le compartiment affaissé (560 m.), façonné à nouveau partiellement au Pliocène qui a laissé les replats de 450-470 m. *(cf. fig. 43, p. 158).*

C. — La faille de Saulieu. — Elle est partiellement, mais sans doute faussement indiquée sur la carte géologique qui lui donne une direction nord-nord-est sud-sud-ouest; or un bel escarpement se dessine du nord au sud, depuis Saulieu jusqu'au nord-

(1) J. P. Bakker : *Le Bassin d'Autun,* p. 84.

ouest de Blanot; c'est sans doute le talus correspondant à la faille dite de Saulieu (1) : la lumachelle du bois de Vignolles est en place, à l'ouest, mais remaniée et glissée sur la pente de cet escarpement, à l'est du bois. Le regard est oriental. Le talus est simple et très adouci au nord (30 m. de rejet) où il correspond à deux lèvres cristallines; plus vigoureux au sud (50 m.) où les placages de Lias sont encore assez importants pour laisser supposer un déblaiement effectué dans des terrains sédimentaires. Cet escarpement exhumé *(fig. 44, p. 159)* est un phénomène sans

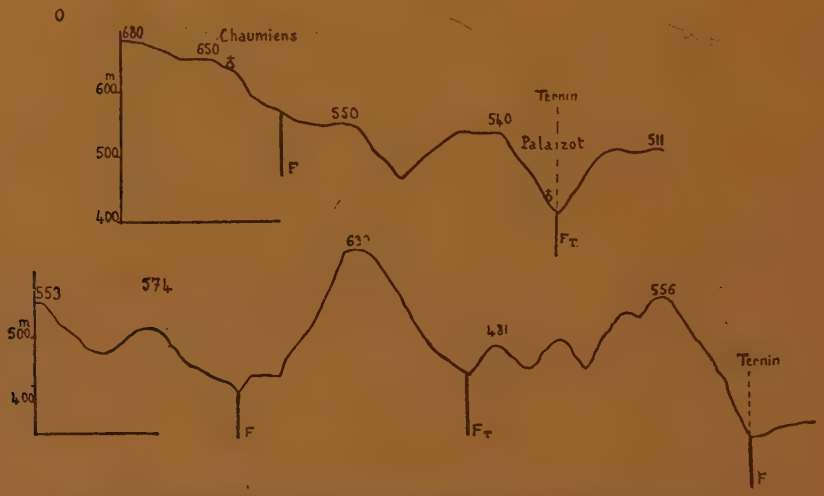


FIG. 43 : *Failles du Ternin :* 1 : à Palaizot; 2 : au niveau d'Anost. L : 1/95.000.

doute Pliocène (en tout cas post-pontien) et l'opération continue à l'ouest de Lierrais où le ruisseau de Vèvres a accentué la hauteur du talus jusqu'à 80 m. tout en le faisant reculer vers le nord-ouest; la partie méridionale de la faille, très attaquée par le ruisseau de Blánot, recule et présente des facettes trapézoïdales caractéristiques.

D. — LE FAISCEAU DE DISLOCATIONS DE PIERRE-PERTHUIS-LA PETITE-VERRIÈRE est un accident tout à fait original. Il est composé par un faisceau de fractures qui sont remplies de quartz comme au voisinage de la Petite-Verrière ou de Chastellux-Pierre-Perthuis; au centre du massif, elles se traduisent par une zone de granit broyé autour du lac des Settons. Cet ensemble de

(1) Cf. opinion de COLLOT : *Revision de la Feuille de Dijon au 1/320.000*, B. S. C. G. F., t. 18, p. 39; t. 16, p. 38; t. 17, p. 51.

direction sensiblement nord-ouest-sud-est, mais avec des secteurs plus ou moins redressés vers le nord, est la ligne de fractures essentielle du vieux socle : A. Michel-Lévy et A. Boit lui ont même attribué une importance considérable et en ont fait la limite de deux styles tectoniques différents : gradins faillés à l'est, grand bloc presque unique basculé et surélevé à l'ouest; nous ne croyons pas à une différence aussi considérable : il y a aussi des blocs en gradins à l'ouest : par exemple bloc de l'Yonne et de Château-Chinon, bloc de Saint-Hilaire... Il n'en reste pas moins que cet accident a une grande importance morphologique puisqu'il contribue à orienter la vallée inférieure de la Selle (1) et que le fossé tectonique de Gouloux a donné asile à la Cure;

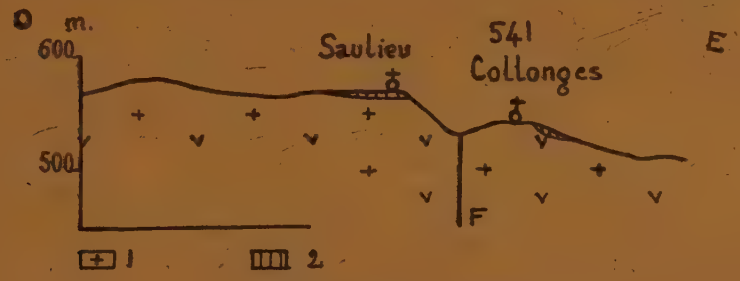


FIG. 44 : *Faille de Saulieu.*
1 : Cristallin; 2 : Lias.
L : 1/50.000.

enfin, il est vraisemblable que le broyage du granit dans la région centrale a permis le façonnement de la cuvette des Settons (2); d'autre part, on peut remarquer des répliques très probables de cet accident : un faisceau de filons de quartz, parallèle à celui de la Petite-Verrière, se trouve au col de Reclesne, juste dans le prolongement de la moyenne vallée du Ternin; un faisceau de filons de trachy-andésite se rencontre à l'est de Fétigny dans le prolongement de la vallée supérieure du Cousin, exactement parallèle au fossé tectonique de la Cure moyenne, de même que les filons de quartz qui accompagnent la vallée de l'Argentale. Ce faisceau de cassures qui ne correspond qu'exceptionnellement à des escarpements tectoniques semble bien avoir, quand même, une importance morphologique essentielle, surtout en ce qui concerne l'orientation du réseau hydrographique.

E. — LES FAILLES DE L'YONNE sont extrêmement difficiles à tracer avec précision car l'érosion, active, a découpé les escar-

(1) A l'ouest du horst de Besbe, basculé vers l'est.
(2) Cf. chapitre sur « les Cuvettes ».

pements et les traces de roches broyées ne forment que des repères extrêmement dispersés. On peut cependant voir *(cf. carte tectonique hors-texte)* qu'elles se disposent à peu près symétriquement de chaque côté de la vallée, formant une sorte de fossé tectonique encadré par des cassures de regard contraire.

La faille des Carnés est une cassure nord-sud de regard occidental de 30 m. environ de rejet topographique; elle est opposée *à la faille des Millots :* 120 m. de rejet au sud, 40 au nord, de direction nord-nord-ouest sud-sud-est dont l'escarpement actuel a été augmenté jusqu'à 300 m., en certains points, par les morsures des rus affluents de l'Yonne. Plus au nord, *la faille de Vaucoux* se suit du sud au nord sur environ 8 km.; le rejet de 100 m. au sud passe à 80 m. au nord mais la faille a été complètement nivelée, sans doute au mio-pontien (1), par l'ancien ruisseau de Chaz *(cf. p. 217);* l'érosion ultérieure semble avoir rajeuni l'escarpement en le reculant : ce serait sa trace qui forme l'alignement de talus de Bost. Au nord-ouest du Chagnon, un décrochement amène la fracture en bordure des collines de Lavault-de-Frétoy.

Sur la rive occidentale, une cassure se dirige du sud-sud-est au nord-nord-ouest : l'escarpement primitif atteignait environ 150 m. au nord et il est à peu près conservé; au sud, par contre, l'Yonne a creusé sa vallée, accentuant le rejet primitif en creusant le bloc affaissé, on ne sait dans quelle proportion. Le fossé de l'Yonne atteint alors à peu près 4 km. de largeur.

Enfin, le coude vers l'ouest est sous la dépendance de *la faille de Mont,* de direction sud-sud-est nord-nord-ouest, puis sud-est-nord-ouest et dont le rejet topographique actuel est d'environ 100 m. au sud et 40 m. au nord, mais elle est partiellement nivelée par le niveau 450 m. qui pénètre le long des vallées. Ainsi, la vallée de l'Yonne supérieure apparaît tour à tour comme un fossé tectonique ou une vallée de faille : c'est-à-dire sous les mêmes aspects qu'aux environs de Corbigny où les terrains sédimentaires permettent de repérer, plus facilement, les cassures et de calculer aussi les rejets, avec plus d'exactitude.

* * *

Cette rapide étude a permis de dégager quelques types d'évolution intéressants surtout parmi les failles des bordures sédimentaires, mais le manque de dépôts récents rend difficiles les datations précises. Les transformations sont beaucoup moins intéressantes dans les terres cristallines du Morvan car la disparition de la couverture sédimentaire ne permet à l'ouest que des reconstitutions incertaines, tandis que sa faible épaisseur à l'est a

(1) Cf. chapitre sur « les Cuvettes ».

interdit toute évolution compliquée : nous n'avons même pas trouvé, sauf à Bar-le-Régulier, un escarpement inversé... Cependant, la faille de Moux est un exemple intéressant de l'action des vagues d'érosion successives enregistrées par deux compartiments dénivelés du vieux socle et du mécanisme complexe de surrection (avec ou sans cassures) et d'aplanissements qui a donné au Morvan sa physionomie actuelle.

Enfin, nous avons pressenti l'importance de ces éléments dans l'évolution du réseau hydrographique.

V

LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Le Morvan actuel apparaît comme un vaste bombement dissymétrique trouant les auréoles secondaires; au cours des chapitres précédents nous avons décrit le matériel morvandiau et ses déformations : plissements, bombements, cassures, aplanissements... Le moment est venu d'étudier le réseau hydrographique qui, certainement influencé par tous les phénomènes énumérés ci-dessus, a aussi participé — dans quelle mesure? — au façonnement du relief actuel.

L'étude du tracé des vallées permet de déceler quelles furent les influences prépondérantes qui le déterminèrent : adaptation à un vieux socle décapé, à une couverture plus ou moins déformée, à un réseau de failles, et peut-être quelles sont les grandes lignes de son évolution : captures, disparitions, transformations...

A. — Le tracé du réseau actuel.

En effet, le tracé du réseau actuel apparaît très complexe et présente des caractères différents selon les régions. Les rivières du Morvan vont partie à la Seine et partie à la Loire. La limite entre les deux bassins est extrêmement curieuse et traduit déjà la complication du système; elle a la forme d'un V géant, dissymétrique : la première branche sud-ouest-nord-est, depuis l'ouest du Haut-Folin jusqu'à Saulieu, passe par le col des Paquelins et suit l'escarpement de la faille de Moux; elle se prolonge au delà de Saulieu, par une nouvelle et profonde indentation dont la pointe très aiguë est tournée vers le sud et qui passe par Liernais, Sussey, Allerey, Argoncey, bois de Vêvre, Cussy-le-Châtel, Auxant, Vandenesse, Sombernon, cotes 596 au nord-est de Sombernon, 575 au sud de Saint-Seine, sud de Chanceaux; arrivée à ce point, la limite file vers le nord-est, à peu près dans le prolongement de l'axe Haut-Folin-Saulieu : l'encoche du Haut-Armançon ne semble donc qu'un accident dû à des circonstances locales. A l'ouest des sources de l'Yonne qui forment la pointe du V, la limite passe par les hauteurs de Fachin et de Château-Chinon, les collines de Saint-Gil, les bois des monts Fragot, de la Colancelle, de Veaux,

de Tronçay, Moussy, Montenoison, les bois de Corvol (à l'est des sources de la Nièvre), de Ronceaux, l'est de la faille de Menou, Etaix et se prolonge vers le nord-ouest où elle sépare la Loire et le bassin du Loing supérieur.

La séparation entre le réseau de la Loire et celui de la Seine ne pose pas seulement un problème par les complications de son tracé, deux autres phénomènes sont remarquables. C'est tout d'abord la fragilité de cette limite : au col des Paquelins, au nord de Moux sur les rives du ruisseau du mont Sermage, aux sources du Ternin, à Sombernon, à Crux-la-Ville (nord-est du massif de Saint-Saulge)... l'œil hésite à reconnaître la direction des eaux et la ligne de crête est parfois inexistante. Bien plus — et c'est là le deuxième phénomène — il est fréquent de constater qu'il n'y a pas concordance entre le changement de direction des cours d'eau et le changement de pente des reliefs qui les dominent ainsi que A. Boit l'a très bien noté à propos de la bordure septentrionale du bassin d'Autun : là, le Ternin depuis Palaizot et le Trévoux coulent du nord au sud tandis que les altitudes des sommets s'abaissent du sud au nord depuis la couronne de hauteurs qui dominent le bassin jusqu'aux alentours de Ménessaire et Liernais (1).

Tel qu'il existe, le réseau actuel présente trois aspects différents. Au sud-est un tracé rayonnant, convergeant vers le bassin d'Autun, amène jusqu'à l'Arroux moyen successivement l'Arroux supérieur, le Trévoux, le Ternin, la Selle, la Grande-Verrière; plus au sud, le ru de Pierrefitte et le Mesvrin rejoignent également l'Arroux. Ce qui est remarquable dans ce secteur, c'est, à la fois, l'étoilement des rivières, le tracé en zigzag de l'Arroux, les sections brusquement orthogonales et contraires aux directions générales des cours d'eau (vallées moyenne de la Grande Verrière, supérieure de la Canche et de la Selle) et, enfin, l'organisation évoluée du réseau d'affluents secondaires (affluents de la Selle, du Ternin moyen...).

Le Sud-Ouest présente avec le Sud-Est une analogie frappante si l'on ne considère que les tronçons hydrographiques extérieurs au massif : l'Aron serait l'Arroux du Bazois dans lequel viennent se jeter successivement du nord au sud : le Trait, le Veynon, le Morion, le Guignon, la Dragne, le ru de Seu et, plus loin vers l'ouest, se faisant vis-à-vis l'Alène et la Canne; l'analogie s'arrête à la bordure des terres cristallines. En effet, toutes les rivières qui convergent vers la grande boucle de l'Aron et qui sont orientées à peu près nord-est-sud-ouest, au nord de Saint-Honoré-les-Bains, proviennent de têtes de vallées dirigées du sud-est au nord-ouest dans le massif cristallin (sauf le Trait) : peu avant de quitter les roches anciennes, elles font un brusque coude, parfois accompagné

(1) Cf. A. Boit : *Le Bassin supérieur de l'Yonne*, carte planche XVII et p. 152 et ss.

d'un changement de pente comme le souligne la cascade du Crot-de-l'Ours sur le Guignon.

Enfin, il faut rapprocher les rivières du nord et du nord-ouest du Morvan et l'Yonne qui présentent un certain nombre de caractères communs : elles sont à peu près orientées parallèlement du sud-sud-est au nord-nord-ouest, avec des sections importantes plus ou moins nettement est-ouest; elles s'étirent comme de longs filaments, coulant presque en étrangères à travers le pays dont elles ne groupent pas les eaux : leurs affluents sont courts et dispersés et ne forment pas de réseau bien organisé sauf cas exceptionnels (vallée de l'Yonne au nord de Corancy : affluents de la rive droite; faisceau de la Cure supérieure...). On a l'impression d'un réseau très peu évolué et les brusques coudes de la Cure, du Cousin ou du Serein permettent au moins de supposer des transformations récentes.

Ainsi, les trois domaines hydrographiques du Morvan montrent des caractères bien différents. Et on peut immédiatement noter que les deux secteurs sud-ouest et sud-est, qui ont un réseau hydrographique non conforme à la direction générale, sont également remarquables par la nature particulière des terrains qui sont conservés sur les bords du Morvan (Permien et Pliocène du bassin d'Autun, Aquitanien et Pliocène de la région de Vandenesse), dénotant des conditions structurales particulières.

D'autre part, on constate qu'il n'y a pas coïncidence entre le volume montagneux et l'importance des rivières : le Serein et l'Armançon, par exemple, naissent maintenant dans des « creux » ; la région de Longecourt qui fait, en ce moment, figure de dépression (460 m. entre la montagne morvandelle et les 580-600 m. des plateaux calcaires de la Côte d'Or) est un centre de dispersion des eaux presque aussi important que le Haut-Morvan : de là partent l'Armançon vers la Seine, la Vandenesse vers la Saône, l'Arroux et ses innombrables affluents vers la Loire (mais nous avons montré ici la présence d'un horst à l'époque antérieure à l'aplanissement mio-pontien (1). Et cela pose le problème des transformations ou des adaptations récentes du réseau.

D'après l'ensemble de ces observations et ce que nous avons déjà dit au cours des chapitres précédents, notamment à propos des surfaces et des failles, on peut essayer d'esquisser l'évolution qui aboutit au régime actuel.

B. — Origine et transformations du réseau hydrographique du Morvan.

L'étude que nous avons faite de la tectonique et des surfaces du massif va nous permettre, en nous appuyant sur quelques

(1) Cf. p. 132.

observations caractéristiques, de formuler les hypothèses suivantes en ce qui concerne les origines du réseau actuel. Il suffit, en effet, de jeter un coup d'œil sur une carte en courbes de niveau du Morvan pour être frappé par la disposition des rivières : toutes les eaux s'écoulent vers le nord-ouest sur l'ensemble des terres cristallines qui s'étendent au nord du mont Genièvre et du Beuvray, à l'exception de celles qui convergent vers le bassin d'Autun; mais, même là, la pente des sommets est conforme à l'écoulement général des rivières du reste du massif. On discerne donc, immédiatement, l'opposition entre l'influence ancienne des vieilles surfaces, rabotées essentiellement en fonction du Bassin Parisien, et celle, plus récente, des mouvements tectoniques violents rattachés à la zone rhodano-méditerranéenne.

A. — En effet, c'est à *l'Eocène* que s'établit le premier drainage dont on ait vraisemblablement gardé quelques traces dans la région : l'étude des faciès de décomposition, des formes topographiques (molles dépressions et cols abandonnés — on pourrait dire « suspendus » — des hauteurs), de la répartition et de la nature des résidus sédimentaires des régions de bordure (1) permet de reconstituer hypothétiquement des cheminements est-ouest sur les hautes terres cristallines émergées dès cette époque : 1° *(cf. carte hors-texte)* hautes vallées qui séparent le bois de Folin de la forêt de Saint-Prix/ (2), Fossé, les Blandins, la Comme? 2° Varin, Anost, est de Bussy/ la Croix-Paquelin, les Rolins/ col 536 au sud de Château-Chinon? (peut-être direction de Saint-Hilaire), 3° la Houssière avec son affluent le ruisseau de la Montagne depuis l'Huis-Prunelle, avec prolongement à l'ouest par une vallée ayant le tracé actuel de l'Yonne de Montreuillon; 4° groupe des Settons et groupe du Caillot (étang des Haies, Guttes-Bonnin, 570, le Caillot/ 604), col sud de Montsauche, 565 (graviers roulés (3))/ Boulois/ Ruère, Vauclaix; 5° Brassy, 459, Languison.

Ces indications présentent un caractère de vraisemblance sinon de certitude; on peut les compléter par quelques observations faites à l'ouest et au nord-ouest du Morvan. On voit actuellement l'Yonne au sortir du massif filer vers le nord-ouest, puis faire un brusque coude, qui la ramène vers le nord-est, au voisinage de Clamecy. Or, si l'on considère que la pente nord-ouest est dans le prolongement des éléments éocènes de la Houssière et conforme à la pente primitive de la surface éocène, — que le coude de Clamecy est très brusque et le cours de l'Yonne de Clamecy à Châtel-Censoir en rapport indéniable avec les effets de la faille de Cuncy, — qu'il a existé, très vraisemblablement entre Bouhy et

(1) P. Jodot : *Commentaire de la feuille géologique de Clamecy 1/80.000*, 2e éd., en collaboration avec P. Lemoine et conversations.
(2) Le signe / indique la présence d'une faille.
(3) Observations de A. Cholley.

Alligny, c'est-à-dire juste à l'ouest du coude de Clamecy, un fleuve ludien venu du Morvan (1) dont on retrouve d'importantes traces, et qu'on rencontre des restes éocènes importants, conservés précisément vers 270 m. entre le coude de l'Yonne et le Sud de Bouhy (Beaumont-Arbre, Etais, nord d'Entrain...) pourquoi ne pas conclure au passage d'une pré-Yonne éocène directement du sud-est à l'ouest-nord-ouest, du Morvan au fleuve du Nivernais de P. Jodot?

Ainsi, les traces topographiques de l'ancien drainage éocène n'ont été que très partiellement conservées sur les hautes terres du massif ou bien au voisinage de la vallée de la Loire dont nous avons souligné les variations de niveau relatif assez faible; au contraire, elles sont absentes dans les régions de bordure ou dans l'Est du Morvan car elles se sont inscrites sur la couverture décapée depuis. Cependant, entre le Morvan Central et le Bazois, surtout à l'ouest de Château-Chinon, il est très possible que les formes éocènes aient esquissé le tracé des cuvettes dans ce compartiment ultérieurement abaissé par faille (2).

B. — Ce sont les mouvements et dislocations de l'Oligocène qui déterminèrent par adaptation l'évolution brutale du réseau et le passage du « régime éocène » au *régime miocène*. La disposition de ces failles est remarquable dans toute la moitié nord du massif par l'orientation à peu près régulièrement nord-est des cassures, c'est-à-dire sensiblement la même que celle des failles bordières (surtout aux alentours de Saulieu et de Brassy...); au contraire, dans la partie sud le tracé est beaucoup plus fantaisiste : failles rayonnantes et orthogonales des bords du bassin d'Autun, orthogonales de la région située à l'ouest de Château-Chinon (3). Or, le réseau hydrographique actuel apparaît en grande partie sous la dépendance de cassures qui déterminent étroitement la direction des rivières : ainsi, la Cure (fossé de Gouloux), l'Yonne (fossé de l'Yonne supérieure), le Ternin... D'autre part, nous avons vu que la caractéristique essentielle d'une grande partie des cours d'eau actuels, c'était le « tracé-filament » : c'est-à-dire une rivière à peu près rectiligne, souvent collée à une faille et surtout ne possédant pas ou presque pas de grands affluents; tel est le cas absolument typique de l'Yonne supérieure, du Ternin supérieur, du Chalaux...

Le manque d'organisation du réseau hydrographique est un signe évident ou bien de grande jeunesse ou bien de conditions tectoniques et structurales particulières. La grande jeunesse ne peut être invoquée pour le Morvan, émergé depuis fort longtemps

(1) P. Jodot : *Revision de la Feuille d'Avallon au 1/80.000*, B. S. C. G. F., 1942, p. 55.
(2) Cf. p. 217.
(3) Cf. carte.

et où nous venons de déterminer l'influence capitale de failles essentiellement oligocènes. Au contraire, les conditions structurales et tectoniques sont dignes d'intérêt. Les rivières se sont installées parmi des blocs faillés au moment où le volume montagneux et les pentes étaient marqués au maximum, après les grandes dislocations de l'Oligocène; mais, si une épaisse couverture sédimentaire de terrains tendres avait recouvert ces blocs, il y aurait eu des possibilités de capture, donc d'organisation. Inversement, si les rivières ont rencontré presque immédiatement le socle dur, elles se sont enfoncées telles quelles et les modifications deviennent à peu près impossibles, si aucun grand bouleversement tectonique ou climatique n'intervient : on peut dire que l' « effet de dislocation » reste jeune, même si les cassures sont anciennes (1).

Les quelques considérations précédentes expliquent tout le réseau du Morvan.

Ainsi, les rivières du troisième groupe : nord-nord-ouest et Yonne possèdent quelques faisceaux d'affluents bien développés (réseau de la Houssière sur la rive droite de l'Yonne, réseau du Languison, réseau des Settons sur celle de la Cure) : ce sont des tronçons du drainage éocène subsistant malgré les failles et recueillis par les artères du système miocène. Le cas de la Cure supérieure est caractéristique : les ruisseaux des Settons rassemblés dans la Cure et le groupe du Caillot (cours d'eau éocènes (**4**)) ont été gênés par les manifestations du grand faisceau de fractures qui broient le Morvan du sud-est au nord-ouest et la Cure, détournée vers le nord, rattrape le Caillot et le Bridier en se précipitant dans le fossé tectonique de Gouloux. L'Yonne offre un exemple tout différent : en amont de Corancy elle n'a, proportionnellement à sa longueur, que de tout petits affluents venant surtout de la rive droite, c'est-à-dire des anciens éléments éocènes ((**1**) et (**2**)) tronçonnés à la suite des dislocations oligocènes qui lui ont permis de former un rameau cohérent et ouvert un passage vers le nord. En effet, les roches broyées et les filons permettent d'établir que la vallée de l'Yonne est successivement fossé tectonique au sud, puis vallée de faille et peut-être à nouveau fossé, comme nous l'avons déjà vu (2).

D'autre part, le profil longitudinal de l'Yonne pose également un problème : sa parfaite régularité a, en effet, été remarquée depuis longtemps (3) et si on le compare au profil longitudinal de la Cure *(cf. p. 48, fig. 188)*, vieille rivière formée de tronçons

(1) La permanence de cet effet est encore beaucoup plus marquée si l'on a affaire à un climat de type semi-aride (cf. les observations de P. Birot au Portugal).

(2) Cf. p. 160.

(3) Emm. de Martonne : *France physique*, G. U., t. VI, p. 368, fig. 140.

d'âges divers et descendant plus ou moins lentement les pentes encore peu attaquées du Morvan pourri, on est frappé de la différence (1). Les changements de pente indiqués par J. Levainville (2) n'ont pas grande signification sauf l'accélération signalée en aval de Corancy. En effet, une rupture de pente se rencontre à 15 km. des sources, en deçà de 389 m. d'altitude. Comment peut-on expliquer la régularité générale du profil et cette unique rupture de pente?

L'Yonne semble être une rivière jeune, née lors des dislocations oligocènes, à la faveur de lignes de failles. L'existence de fractures et même, par endroits, d'un fossé a dû favoriser le travail du cours d'eau, d'autant plus que, dans la partie supérieure (au moins jusqu'au niveau de Château-Chinon), l'Yonne coule sur le bord d'un bloc incliné conformément à la pente du cours d'eau : la surface post-hercynienne est à 835 m. dans la forêt de la Gravelle, à 711 m. au nord-ouest de Fachin. On peut donc concevoir un torrent fougueux dont la puissance vient à la fois de l'altitude de ses sources (718 m. 5), de l'abondance de son alimentation due à la masse de terres relativement élevées où il naît (3), de la pente naturelle des blocs disloqués parmi lesquels il se glisse, creusant une vallée profonde pendant la période mio-pontienne : l'altitude de 389 m. qui correspond à la rupture de pente peut être considérée comme en rapport avec les altitudes des replats ou des sommets de 400 m. des alentours de Corancy et des collines de Montreuillon (4). Le second tronçon, en aval de la rupture de pente, est l'effet de l'érosion Pliocène.

Si la rivière, malgré sa relative puissance, n'a pas réussi à étendre le réseau des affluents de sa vallée supérieure, elle le doit aux conditions tectoniques qui ont présidé à sa naissance (fossé entre deux lignes de hauteurs étroites à l'ouest et fragmentés à l'est), et au fait qu'elle s'est installée dans les roches cristallines, directement (les altérations kaoliniques prouvent que la région était émergée dès l'Eocène) (5). Au contraire, dans la région de Montreuillon, l'Yonne est nettement surimposée (réseau plus complexe et traversée des roches les plus dures de la région qui permettent de supposer l'installation antérieure à la disparition de la couverture.

Les abords du Ternin, également, présentent deux anomalies. On remarque, tout d'abord, que les altitudes supérieures à 530 m.

(1) Cf. même chapitre, p. 179 et ss.
(2) J. Levainville : Thèse, p. 43.
(3) Quantité des précipitations annuelles : Lormes 1 m., Château-Chinon 1 m. 14, Haut-Folin 1 m. 82.
(4) En effet, elle a dû être abaissée depuis la fin de la période mio-pontienne, car la tête de vallée est capable d'une action vigoureuse étant donné la forte pente 32 %.
(5) C'est peut-être cette décomposition des roches qui explique aussi la facilité de la régularisation du profil longitudinal.

(dans une situation telle qu'on peut les considérer comme miopontiennes) sont régulièrement croissantes du nord au sud (1), depuis le niveau de Ménessaire ou de Liernais jusque sur les bords du bassin d'Autun. D'autre part, la topographie des environs des sources du Ternin est encore extrêmement confuse et la vallée du Ternin, au nord de Marnay, anormalement large tandis que plusieurs petites vallées affluentes de la rive gauche, maintenant sèches, arrivent dans la vallée principale en faisant avec celle-ci un angle aigu vers le sud, c'est-à-dire en se dirigeant du sud-est au nord-ouest, comme si le Ternin coulait encore du sud au nord. C'est, en effet, la supposition que l'on peut faire : une ancienne direction sud-nord pour cette rivière, sans qu'il soit possible d'apporter aucune preuve convaincante.

En second lieu, le Ternin est en liaison étroite avec un système de failles sur toute sa rive occidentale, celle qui est fort dépourvue d'affluents importants : faille de Moux au nord, prolongement de la faille de Sommant au niveau de Palaizot, faille de Reclesne au sud; au contraire, la rive gauche, qui n'est pas aussi régulièrement suivie par des accidents tectoniques, reçoit des groupements d'affluents bien organisés coulant conformément à la pente d'un grand bloc; du reste, étant donné la disposition des restes liasiques dans cette région, il est permis de supposer que ces affluents (en particulier ceux du groupe de Chissey) se sont ramifiés à la surface des terrains inférieurs tendres et imperméables de la couverture sédimentaire.

Si les directions de l'Yonne et de la Cure supérieure sont déterminées par des failles, les portions normales de leur réseau d'affluents seraient dues à des restes éocènes; pour le Ternin, l'influence déterminante de la direction est également tectonique, mais le développement normal des ruisseaux adjacents est dû à la présence de couches sédimentaires; enfin un troisième type se découvre parmi ce groupe de rivières : ce sont les artères parallèles nord-sud, puis brusquement coudées est-ouest du secteur nord.

Ici, on voit immédiatement les grandes lignes de l'évolution, mais il est bien impossible d'en préciser les détails : la direction nord-sud est conséquente (2) et elle a dû s'établir à l'époque qui précéda le creusement de la Terre-Plaine, c'est-à-dire sur le glacis doucement incliné entaillé sous la couverture sédimentaire qui joignait le centre du Morvan en voie de déblaiement à la surface bourguignonne. L'existence d'une couverture sédimentaire assez épaisse est attestée dans l'Ouest par des coudes brusques dont certains sont évidemment (nous allons l'exposer plus longuement) des coudes de capture déterminés par l'adaptation

(1) A. Boit : *Le Bassin supérieur de l'Yonne*, p. 153
(2) Cf. J. Levainville : Thèse, p. 42.

progressive à une structure concordante et inclinée, et dans l'Est où on rencontre aussi une capture et une vallée surimposée: celle du Serein à la Motte-Ternant; ici le passage de la rivière du Lias dans les roches cristallines se fait au sud de Champerose, où la rivière coupe le tracé de la faille bordière du massif, qui a, ici, un regard occidental. Au contraire, entre Dompierre-en-Morvan et Saint-Léger, c'est-à-dire sur l'antique axe du Morvan (1) où la couverture plus élevée et moins épaisse dut plutôt disparaître, les ruisseaux rassemblés en faisceaux ou sinueux comme l'Argentale, ne connurent pas une évolution aussi compliquée.

Ces rivières, nées sur la couverture peu épaisse, se sont bientôt enfoncées directement dans le socle : ce qui a paralysé toute adaptation ultérieure. On a ici un chevelu hydrographique primitif.

En dehors du massif, c'est aux failles oligocènes que l'on doit le tracé actuel de la Cure inférieure (2), depuis Pierre-Pertuis jusqu'à Voutenay-sur-Cure et peut-être au-delà (faille, puis flexure de la bordure occidentale du Morvan), et de l'Yonne, en aval de Clamecy (faille de Cuncy et son prolongement, gouttière flexure nord-sud du Bathonien, à partir de Châtel-Censoir (3) *(cf. carte hors-texte)*.

Ainsi, ce sont les dislocations oligocènes qui ont donné des directions déterminantes à un réseau formé par écoulement naturel suivant la pente des glacis d'érosion. Le réseau miocène était formé de cours d'eau sensiblement nord-sud au nord du Morvan et sud-est-nord-ouest à l'ouest. Ce tracé subsista fort longtemps en quelques points comme le prouve l'altitude de certains cols (en particulier celui au nord du coude de la Cure : 382 m. ou celui au nord de la cascade du Crot-de-l'Ours (coude du Guignon : 355 m...). L'ensemble hydrographique ainsi formé était le résultat d'un écoulement « conséquent » aménagé par des failles locales. « Conséquent » est pris au double sens de conforme à la pente générale des couches et aux anciens glacis d'érosion : on peut admettre ici, au nord et au nord-ouest, ce double sens, étant donné la permanence du bombement morvandiau et son rejeu à plusieurs reprises qui déterminèrent une pente centrifuge des couches et une allure identique des surfaces d'aplanissement. Il semble que ce soit le cas de la bordure de nombreux massifs anciens qui n'ont pas été bouleversés par de grands accidents tectoniques : ainsi, l'Ouest des Vosges et le Limousin septentrional ou occidental.

(1) Cf. p. 43 et ss. (à propos des terrains jurassiques).

(2) La Cure eut sans doute primitivement un cours est-ouest comme le ferait supposer le lambeau d'alluvions élevées de bois d'Arcy. La Cure? à moins que ce ne fût un ancêtre du Cousin? A. Boit y voit, sans grande précision, le passage d'un grand cours d'eau est-ouest drainant la Terre-Plaine.

(3) J. Lambert : *Les Terrains jurassiques...*, p. 59.

C. — Mais dans le Morvan est intervenu un autre phénomène qui a dû se passer au Pliocène et même au Quaternaire : *c'est le rejeu de zones de subsidence.* Nous avons vu le rôle capital joué à l'Oligo-Miocène par les régions en voie d'affaissement autour du Morvan (fossé de la Loire, bassin bourbonnais, cuvette dijonnaise), qui étaient le point de départ de véritables vagues d'érosion; ce rôle semble avoir subi une éclipse à partir du Miocène moyen : le régime des cassures ayant été substitué à celui des déformations lentes et continues et la plupart des fosses périmorvandelles étant comblées par les dépôts lacustres chattien et aquitanien, ce qui favorisa l'élaboration d'une surface très vaste, aboutissement au Pontien de la longue phase d'érosion mio-pontienne. C'est alors, c'est-à-dire dès le Pliocène inférieur, que commencèrent à se manifester à nouveau les phénomènes de subsidence à l'emplacement des fosses soit vraisemblablement anciennes comme le bassin d'Autun, soit récentes comme les cuvettes bourbonnaise ou dijonnaise.

Les mouvements post-pontiens ont été, nous l'avons vu (1), particulièrement efficaces au sud-est du Morvan; ils sont en rapport évident avec des déformations à grand rayon de courbure qui ondulèrent la surface mio-pontienne et, dans certains secteurs plus tendus, avec des faisceaux de failles (dislocations du fossé de la Saône et du bassin d'Autun). C'est de l'époque de ces manifestations que datent les renversements locaux de drainage et les captures qui ont apporté des modifications comme on pouvait le prévoir, essentiellement dans le Sud-Est et le Sud du massif.

Évolution récente et traits originaux.

A. — La « région des trois bassins » est située au sud des sources de l'Armançon; elle est le point de départ de rivières affluentes de la Saône, de la Loire et du Rhône. Il n'entre pas dans le cadre de ce travail d'en faire une étude approfondie; nous voudrions cependant indiquer quelques observations locales qui viennent à l'appui de nos hypothèses. Le réseau hydrographique est surimposé : les rivières dans leurs grandes lignes méprisent les facilités de la topographie ou de la nature des roches actuellement dégagées : ainsi l'Ouche à Bligny-sur-Ouche passe à l'extrémité de la grande dépression liasique qu'elle ignore avant de s'enfoncer dans les dures et hautes tables de calcaires jurassiques qu'elle traverse jusqu'à la Saône; le cas est tout aussi typique pour la Vandenesse. Les rivières, au contraire, sont sous la dépendance relativement étroite des failles et de la tectonique (2) pour leur tracé, mais elles ont évolué, sous l'influence

(1) E. Chaput : *Et. sur évol. tect. et morph...*, B. S. C. G. F., 1928, p. 163.
(2) Cf. p. 150.

de phénomènes ultérieurs, beaucoup plus complètement que celles du Morvan car elles coulaient sur une épaisse couverture sédimentaire : ainsi l'Ouche coule dans un synclinal, limité par deux failles, qui se resserre vers le nord (au nord de Labussière) et dont le fond se relève au sud de Bligny-sur-Ouche et au nord de Labussière et s'incurve au niveau de Pont-d'Ouche; cette rivière se précipite ensuite, par le compartiment affaissé au sud de la faille de Lantenay, jusqu'à la dépression de Dijon. De même les rivières qui vont au bassin d'Autun, à l'est d'Arnay-le-Duc, ont des sources nettement en rapport avec le horst le plus élevé, celui de Longecourt mais, par érosion régressive, elles sont arrivées à faire reculer les têtes des vallées au-delà de la faille occidentale jusqu'au centre et même jusqu'au bord opposé du horst. Ces exemples, ajoutés à ceux donnés par E. Chaput (1), mettent en évidence l'importance des failles oligocènes que nous avons également soulignée dans le Morvan.

Cependant la région pose d'autres problèmes, en particulier celui de la limite des différents bassins. On constate actuellement que la ligne de partage des eaux entre la Seine et la Saône est liée à l'existence d'un ensemble anticlinal formé d'une série de dômes et de cuvettes d'axe sensiblement nord-est-sud-ouest, c'est-à-dire parallèle au fameux pli de fond morvano-vosgien (2), et se prolongeant au nord-est par Longeau et Bourbonne-les-Bains, points situés également à la limite des deux bassins. On trouve ainsi, successivement, le dôme de Fraignot, un ensellement au sud-ouest, le dôme de Blaisy-Rémilly, un ensellement profond mais peu étendu, l'énorme dôme d'Arnay-le-Duc, le bassin d'Autun : tous ces accidents s'échelonnent du nord-est au sud-ouest, le long de la ligne de partage des eaux mais on peut constater que, dans toutes les régions de dôme, c'est le drainage vers la Seine qui a l'avantage : vallées de l'Oze et de l'Ozerain au dôme de Blaisy; Armançon au dôme d'Arnay-le-Duc; au contraire la Saône et, dans le bassin d'Autun, la Loire triomphent dans les ensellements inter-dômes. Comment expliquer ce phénomène? On ne peut que suggérer une hypothèse qui semble vérifiée pour le dôme de Blaisy; c'est la dissymétrie; le bloc surélevé est basculé vers le nord; il est bordé au sud-est par plusieurs failles parallèles de regard oriental qui ont un rejet total d'environ 150 m. aux Bordes Pillot et de 300 m. à l'ouest de Mâlain; vers le nord-ouest, au contraire, la limite est tracée par la faille de Bligny-le-Sec (rejet 60 m., regard occidental) qui passe vers le sud-ouest à une flexure, puis disparaît dans les couches régulièrement inclinées suivant une pente légèrement supérieure à celle des rivières

(1) E. Chaput : *Loc. cit.*
(2) J. Jung : *Les Vosges hercyn. d'Alsace*, Strasbourg, 1928; *La Géologie profonde de la France*, Ann. Institut. phys. du Globe, 1933.

(différence d'altitude entre les sommets bajociens des plateaux de la rive droite et le talweg de l'Oze: 180 m. à Turcey; 176 m. à Boux, 166 m. à Gresigny). Par conséquent, il semble que les rivières du bassin de la Seine aient bénéficié ainsi d'avantages structuraux énormes.

L'Armançon a rencontré des conditions analogues : la source actuelle est située au nord du horst de Longecourt et la rivière court vers le nord conformément à la pente des couches. On peut se demander devant le spectacle de la vallée supérieure de l'Armançon : source au bord d'une vaste dépression entaillée dans les marnes et calcaires marneux du Lias inférieur, qui s'ouvre vers le nord par une vallée très élargie dans les marnes charmouthiennes et bordée par des corniches de calcaire bajocien, si la largeur de cette vallée est bien en rapport avec le ruisseau actuel. Cependant, quand on descend la vallée, on remarque une espèce de resserrement au niveau de Gissey-le-Vieil, entre des avancées calcaires de 500 m. environ d'altitude, avant le grand élargissement de l'Auxois. Par conséquent, si comme le suppose Dubois (1) l'Armançon a pris autrefois sa source beaucoup plus au sud, cela ne pouvait être que pendant une période de pénéplanation, à un moment où l'anticlinal de Longecourt ou bien n'existait pas encore (Eocène-début Oligocène) ou bien était nivelé (Pontien). Mais de ceci, il faut bien avouer avec Chaput (2) que nous ne possédons actuellement nulle preuve, pas plus que des autres prétendues captures de la Saône « conquérante » sur la Seine.

B. — Le réseau du bassin d'Autun est remarquable par son orientation extraordinaire par rapport à l'ensemble du Morvan, sa concentration et sa dissymétrie.

L'orientation générale des rivières vers le sud, avec les variations dues à un drainage rayonnant autour du bassin d'Autun, montre l'influence déterminante de l'affaissement et du déblaiement de la cuvette autunienne. Nous avons indiqué (3) les présomptions en faveur d'un drainage sud-nord : or, ce sont les cotes d'altitude de 500-560 qui ont tendance à s'élever du nord au sud; faut-il en conclure qu'à l'époque de l'érosion mio-pontienne, — époque à laquelle nous rattachons les niveaux de cette altitude (4) — le drainage se faisait encore vers le nord? ou bien que la montée régulière des altitudes correspond à celle de la surface post-hercynienne seulement exhumée et que le renversement de l'écoulement a été antérieur ou peut-être contemporain de l'érosion mio-pontienne qui dégageait les sommets? Trois observa-

(1) Dubois : *La Région de Beaune*, Bull. A. G. F., janvier 1947.
(2) E. Chaput : *Et. sur évol. tect. et morphol.*, B. S. C. G. F., 1928.
(3) Cf. p. 169.
(4) Cf. p. 121 et ss.

tions sont en faveur de cette seconde hypothèse : une coupe tracée à mi-chemin entre Trévoux et Ternin montre la lente montée des roches cristallines *sous* les dépôts et les restes liasiques jusqu'au nord de Barnay; il s'agit donc indéniablement, ici, de la surface post-hercynienne; sur toute la bordure nord du bassin d'Autun, on voit au contraire un abaissement des altitudes de 560-580 à 515-530 m. (ceci sur le même bloc, bien entendu), révélant, dès cette époque, un creusement en fonction d'une région déprimée : en effet, on ne peut imputer cette dénivellation à l'érosion ultérieure car une véritable marche — quelquefois tectonique, mais le plus

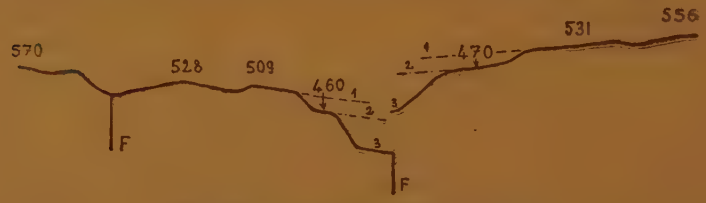


FIG. 45 : *Anciennes vallées du Ternin.*
500-530 m. : versants mio-pontiens; 460-470 m. : versants villafranchiens.
Coupes est-ouest.

souvent topographique, — sépare cette pente d'érosion du niveau de 450-470 m.; enfin, nous avons établi l'existence de failles sur la bordure du bassin et que toutes les failles de la région semblaient avoir joué au cours de l'Oligocène ou au début du Miocène : il n'y a pas de raison *a priori* pour dater autrement les cassures d'Autun et, en tout cas, aucune preuve à invoquer. Or, l'évolution que nous avons décrite pour le bassin d'Autun (1) et qui suggérait la disparition de la zone déprimée dès le Trias, permet de penser que les cassures oligocènes ont déterminé un nouvel affaissement dans cette région qui se comportait normalement depuis le début du Secondaire. L'affaissement qui fut peut-être lent et progressif, ne détermina évidemment pas un renversement immédiat du drainage mais on rencontre sur les deux rives du Ternin moyen (du sud de Sommant jusqu'au sud de Moux), de la Canche inférieure (en aval de Roussillon), sur la rive droite du Trévoux (jusqu'au sud de Savilly) des replats, régulièrement, vers 520-530 m.; ces replats ne représentent ni un gradin tectonique ni un aplanissement antérieur anté-liasique exhumé, mais ils affectent la forme de déclivités très douces s'abaissant le plus souvent, sans rupture de pente, depuis les restes présumés de la surface post-hercynienne remaniée lors de l'attaque mio-pontienne et dominant nettement le niveau inférieur (470 m.) *(cf. fig. 45, p. 174)* : ces pseudo-« versants »

(1) Cf. p. 122.

seraient-ils la trace du premier Ternin autunois? La seconde poussée d'érosion, en rapport avec une probable surrection relative du Morvan, eut lieu au Pliocène (Villafranchien?) et sculpta les replats de 450-470 m.; elle s'insinua dans la vallée du Ternin et, cette fois, semble bien avoir atteint le lieu des sources actuelles, après avoir repris, sans doute, une vieille et confuse vallée entre Alligny et Fétigny et l'avoir, à son tour, transformée en une large gouttière à fond plat et au drainage incertain (470 à 490 m.) Le long des autres vallées (Trévoux, Selle...) également, on retrouve les replats caractéristiques et l'évasement momentané (à Athey, pour la rivière de Corcelle, à la Vallée, pour la Selle), aux environs de 450 m.

Le renversement du drainage de l'ouest (Canche? ou plutôt rivière du Pommoy, rivière de Corcelle) et de celui du nord (Ternin, Trévoux?, Suze), qui devait passer autrefois par le col de Sussey à 472 m.) vers le bassin d'Autun est donc un *phénomène mio-pliocène :* mis en train dès le début du Miocène, il a dû terminer son évolution au Pliocène supérieur.

Nous avons déjà souligné l'importance des failles dans le tracé des rivières : la disposition convergente en rapport avec des dislocations rayonnantes, — les sections orthogonales comme celles de la Petite-Verrière, de la rivière de la forêt de Glaine, de la Selle correspondant à des failles exactement parallèles, — le dessin en éventail des rivières de la cuvette tectonique d'Anost ou celui dissymétrique du bloc basculé de Roussillon.

Ainsi, le drainage du sud-est du Morvan a échappé à l'orientation générale de celui des eaux morvandelles vers le nord-ouest grâce aux influences tectoniques qui ont remis en valeur une très ancienne zone de subsidence et lui ont donné le rôle de niveau de base local : ici, la Loire a gagné sur la Seine.

C. — C'est un drainage tour à tour adapté aux conditions structurales et à l'évolution morphologique que présente la région située à l'ouest de Château-Chinon : chaque rivière subit successivement les deux influences selon qu'elle coule sur le vieux massif ou en dehors.

Dans le Morvan, la pente se dessine du sud-est ou nord-ouest et c'est conformément à cette inclinaison que coulent les sections supérieures de la Dragne, du Guignon, des Garats, du Veynon. Mais, après un angle soit droit, soit obtus, les rivières filent du nord-est au sud-ouest. Certaines, tel le Guignon, changent d'orientation à l'intérieur même des terres cristallines et celui-ci entre la cascade du Crot-de-l'Ours et le nord-est de Moulins-Engilbert semble totalement indifférent à toute sorte d'adaptation; certaines, comme le Veynon, se coudent juste au passage de la grande faille bordière occidentale; quant au ru des Garats, il décrit successivement un coude obtus dans le massif et un coude aigu à la bordure.

Ainsi, parvenues dans le Bazois, les rivières ont un cours conséquent, comme le Trait dont seule la source s'inscrit en terres cristallines.

Comment expliquer ces anomalies du tracé? Deux hypothèses s'offrent : faut-il voir dans ces sections orthogonales une adaptation à des conditions tectoniques analogues à celles du bassin d'Autun (car des dislocations multiples existent, attestées par un foisonnement de filons, et certaines correspondent à des failles comme l'a déjà signalé P. Birot (1))? ou bien doit-on accepter la conception de A. Boit (2) et multiplier les captures de l'Aron?

L'étude de la région permet de dégager avec certitude les éléments suivants : il y a deux coudes de capture à peu près indéniables au Crot-de-l'Ours sur le Guignon et au moulin de Champ-Martin sur le Veynon, il y en a peut-être un troisième au sud de la Saulière, sur les Garats. Prenons l'exemple du coude du Veynon : on a un col à 315 m. dans le prolongement exact de la section sud-est-nord-ouest du cours d'eau, qui est accompagnée de replats vers 320-330 m. (3), et une vallée dans le prolongement de ce col; il existe une accélération de la pente de la rivière légèrement en amont du point présumé de la capture (recul dû à l'érosion régressive); enfin, la vallée conquérante, très large en aval va en rétrécissant jusqu'au sud du coude de capture. Or, d'autre part, le réseau de failles est très dense et les directions orthogonales sud-est-nord-ouest et nord-est-sud-ouest *(cf. carte hors texte)* sont dominantes : or, certains secteurs des rivières sont manifestement sous la dépendance) du réseau tectonique (Garats supérieur, Guignon moyen, Veynon moyen, Garats au sud de la Saulière...). Et on remarque *que si les coudes à angle aigu semblent bien coïncider avec les captures, les coudes à angle droit seraient des coudes tectoniques.* Enfin, il est indéniable que le trait tectonique dominant de la région, est la grande fracture est de Dun-sur-Grandry Claizeau-sur-Guignon : cette fracture jalonnée, tout comme la faille bordière, par des filons de quartz, se traduit aussi par des escarpements tectoniques; elle est de direction approximative sud-est-nord-ouest, analogue donc à celle de la faille de Moulins-Engilbert et à l'orientation générale de l'Yonne et c'est à elle que l'on doit sans doute l'orientation du drainage primitif.

La rivière principale empruntait la haute vallée du Guignon, le col 355 m. au nord-ouest du Crot-de-l'Ours, le col 340 m. à Dommartin, la vallée moyenne du Veynon, le col 315 m. à l'ouest de Niault, la haute vallée du Trait et celle de la Colancelle; dans le

(1) P. Birot : Thèse, p. 285 et ss., cf. aussi carte tectonique et chapitre sur les failles, p. 176 et 178.
(2) A. Boit : *Le Bassin supér...*, p. 148 et ss.
(3) Deux cailloux nettement roulés ont été trouvés au passage du col de 315 m. mais dans une situation telle qu'on peut difficilement discuter leur signification morphologique.

Bazois, conformément à l'hypothèse de A. Boit, le Trait coulait du sud au nord. Pour la première, l'altitude correspondante des cols et quelques cailloux, gros comme une noix, à peu près roulée, au sud de Dommartin, sont tout ce que nous pouvons apporter comme preuves (1).

Cette rivière recevait, sur sa rive droite, la vallée supérieure des Garats, celle du Veynon et sur sa rive gauche, essentiellement sans doute, un petit ruisseau venant de l'ouest et suivant, en sens inverse, l'actuelle vallée moyenne des Garats. Ce réseau comprenait, outre quelques restes éocènes (hautes vallées du Guignon et des Garats), surtout des éléments influencés par la tectonique : il fut créé par les grandes failles oligocènes mais il continua à fonctionner ainsi pendant une très longue période. Ainsi le prouvent l'altitude des cols situés en face des coudes de capture, celle des replats en amont de ces cols et les ruptures de pente très aménagées qui leur correspondent. Le Guignon, en amont du Crot-de-l'Ours, coule entre des collines de 450 m. à l'ouest et de 500 m. à l'est : le flanc de ces collines est marqué de petits replats aux alentours de 390 m. à l'est et 380, puis 360 m. à l'ouest, replats qui se continuent par le col de 355 m.; quant à la cascade du Crot-de-l'Ours, elle n'est pas, selon nous, en rapport avec cette ancienne capture, car elle est beaucoup trop basse : 310 m.); mais, si on remonte la vallée, on rencontre entre 377 et 350 m. aux alentours de Changemois, une accélération de la pente du cours d'eau : c'est cette accélération qui marque les restes de la capture.

Or le changement d'orientation du drainage étant en rapport avec des aplanissements aux environs de 350 m. d'altitude, nous sommes amenés à le dater du début du quaternaire (2).

Comment se sont produites ces captures? Elles sont dues au travail effectué par le réseau de l'Aron et, là, nous sommes presque entièrement d'accord avec A. Boit, sauf pour l'explication du mécanisme du phénomène.

L'allure des dépôts sédimentaires de la région de Bourbon-Lancy prouve, comme l'ont établi A. Cholley et J. Jung, que la cuvette bourbonnaise a fonctionné comme zone de subsidence dès l'époque oligocène, avec une accentuation à l'Aquitanien (3) qui correspond au renversement du drainage de la Limagne du sud vers le nord. Il est possible que dès cette époque se soit installé un réseau convergeant depuis le sud-ouest du Morvan vers Vandenesse (4). Les dislocations postérieures à l'Aquitanien firent de ce

(1) Des cailloux façonnés comme ceux de Dommartin ne peuvent être l'œuvre d'un petit ruisseau local; d'autre part, les rivières morvandelles actuelles ne possèdent que peu de cailloux roulés : il est vrai que leur débit est peut-être moins abondant.

(2) D'après ce que nous avons établi p. 156 *sqq.*

(3) J. Jung : *Géol. de l'Auvergne...*, Mém. de la S. G. F., 1946.

(4) En effet, les calcaires chattiens de Vandenesse renferment des éléments

réseau conséquent un réseau tectonique et ce serait de cette époque que daterait l'établissement de deux systèmes de drainage séparés : un essentiellement nord-sud dans le Bazois, un autre sud-est-nord-ouest sur le vieux massif surélevé et faillé récemment. L'abondance des calcaires chattiens et aquitaniens avait comblé la fosse bourbonnaise; les cassures du début du Miocène lui donnèrent une nouvelle profondeur qui surexcita l'érosion fluviale et permit aux sables « post-helvétiens du Bourbonnais » (1) de commencer à s'accumuler : la subsidence de la cuvette est attestée, par l'accumulation de ces sables, qui s'échelonnent de l'Helvétien au Pliocène, et par leur conservation depuis le Miocène jusqu'à l'époque actuelle. Mais l'enfoncement se fit par étapes : première étape correspondant au creusement des vallées au moins jusqu'à leur niveau actuel (donc l'approfondissement dominait), suivie par un remblaiement considérable qui atteignit environ au moins 350 m.; c'est en fonction de cette nappe de remblaiement qu'on assista à l'épanouissement des vallées qui s'élargirent, reculèrent leurs sources et capturèrent le réseau morvandiau.

C'est, en effet, après une phase de remblaiement plus qu'en pleine phase de creusement, qu'un réseau actif est susceptible de faire des captures. Lors du creusement, l'érosion régressive tend à établir le profil d'équilibre et le recul de la tête de la vallée est très lent; au contraire le remblaiement provoque la création d'un nouveau profil d'équilibre, moins tendu, qui impose un recul plus important des sources.

Ainsi, le réseau du sud-ouest du Morvan est dû partiellement à une adaptation à la pente du relief (rivières supérieures du Morvan), partiellement à une adaptation à la structure (rivières conséquentes du Bazois) et aussi à l'influence de la tectonique (soit directement : Garat de la Saulière, Veynon de Grandry, Trait de Tamnay, Dragne moyenne..., soit par adaptation à des phénomènes généraux de subsidence : captures du Guignon, des Garats, du Veynon...).

D. — Ce sont des conditions analogues qui ont abouti à la formation du réseau hydrographique de la Terre-Plaine. L'évolution dont nous pouvons suivre les traces est récente, car la plus ancienne, imprimée dans la couverture sédimentaire a été effacée par l'érosion ultérieure, sauf pour les hautes vallées (Chalaux supérieur, adapté à la tectonique; cours complexe de la Cure supérieure, en partie reste d'un ancien réseau éocène mutilé par la tectonique oligocène, cours conséquent du Serein supérieur...).

cristallins et surtout quartzeux en abondance, éléments qui ne peuvent leur venir que du Morvan par les eaux courantes.

(1) A. Cholley : *C. Amsterdam*, 1938, p. 19.

Nous avons indiqué que le réseau primitif s'était installé sur le glacis qui entourait la partie septentrionale du Morvan et comprenait essentiellement de longs filaments, à peu près parallèles, conformes à la pente générale topographique, inférieure à celle des couches sédimentaires. Depuis cette époque, que nous plaçons au Paléogène, le réseau a très peu évolué sous trois influences : un vaste mouvement de subsidence qui toucha toute la région au nord-ouest, des failles locales oligocènes et, enfin, des mouvements de réajustement récents, Pliocènes et peut-être quaternaires qui déterminèrent des adaptations de détail.

La subsidence du nord-ouest, opposée au soulèvement progressif du sud et de l'est, détermina une migration du réseau vers le nord-ouest comme le montrent les cours de la Brenne, du Serein et de l'Yonne inférieure. Mais ce déplacement fut paralysé, guidé ou décalé en de nombreux points par l'influence de cassures ou de flexures locales : ainsi l'Yonne vit sa course vers le nord-ouest interrompue depuis Clamecy jusqu'au nord de Cravant par l'influence de la faille de Cuncy (1) et de la gouttière bathonienne de Mailly-la-Ville; de même la Cure utilisa la flexure qui prolonge au nord la faille bordière occidentale du Morvan; le Serein se redresse vers le nord au passage de la forêt de Champlive, car il est influencé par une grande dislocation du socle, sorte d'axe morvandiau (2), que l'on retrouve au sud jalonné par des filons de quartz entre l'Argentale et la Camanée...; l'Armançon, enfin, n'échappe pas à cette règle, puisqu'au nord de Viserny, il s'engage dans une vallée de faille nord-sud qu'il suit jusqu'au sud de Buffon...

Il reste à expliquer certains tracés est-ouest comme celui de la Cure moyenne, du Cousin inférieur, du Serein au nord de Thostes... Ces segments anormaux s'expliquent certainement, comme l'a supposé A. Boit (3), par une série de captures qui ont aménagé un réseau primitivement subséquent et conséquent; mais nous irons plus loin que lui dans ce domaine et nous admettrons un réseau primitif à dominante tectonique, c'est-à-dire du début du Miocène, composé ainsi *(cf. H. T. Pl. V)* : Serein supérieur se jetant dans l'Armançon par la vallée de Vic-de-Chassenay; Argentale, tête du Serein inférieur avec un affluent de rive droite au niveau de Courcelles-Frémoy et un de rive gauche aux alentours de Montréal (?), constitué par le Cousin supérieur; Cure se prolongeant droit vers le nord par la vallée du

(1) Il suffit, en effet, que la vitesse de dénivellation par faille ait été un moment supérieure à celle du creusement de la vallée transversale; or, les dislocations ou déformations oligocènes dont il est question ici ont été certainement assez brutales, ce qui explique l'influence considérable qu'elles ont exercée sur le réseau hydrographique.

(2) Cf. J. LAMBERT : *Le Terrain jurassique...*, p. 111.

(3) A. BOIT : *Le Réseau supérieur de l'Yonne*, p. 121 et ss.

ru de Marrault, puis par Sauvigny-le-Bois jusqu'au ru du Moulin; tandis que les vallées sud-nord situées plus à l'ouest se suivaient selon le tracé reconstitué par A. Boit : Ruisseau des Berges ou de la Grange du bois; Brinjanne, ru d'Island et ru de Bazoches, Cure moyenne.

Certains aspects de ce drainage sont attestés par des cailloux roulés et des sables fluviatiles : ainsi au col de Villars-le-Comte, (nord du coude de la Cure) et à celui de Saint-Germain-des-Champs (au nord du Chalaux).

Ce sont les mouvements de la fin du Pontien qui déterminèrent sans doute, la vague d'érosion régressive qui permit la capture par le ru de Bazoches successivement de la Brinjanne, du ru des Berges, du Chalaux et de la Cure : les cols de l'ancien passage du Chalaux et de la Cure sont respectivement à 397 et 360 m.; c'est-à-dire, en tenant compte de l'abaissement de l'altitude postérieur à la capture, que celle-ci serait contemporaine de la fin du Pliocène.

On ne peut dater les captures du Cousin et du Serein, car elles se sont faites dans la couverture et n'ont pas laissé de traces; tout ce que l'on peut remarquer c'est qu'elles ont dû avoir lieu avant le remblaiement Saint-Prestien de la Terre-Plaine : elles seraient donc antérieures au début du Quaternaire.

Ces captures furent faites alors que l'érosion avait été facilitée par la couverture tendre des terrains du Lias inférieur et moyen : elles ne sont que le moyen par lequel les rivières se sont adaptées à une structure concordante et inclinée, qui présentait en outre de légers accidents structuraux (anticlinaux et synclinaux). En effet, c'est le développement des affluents subséquents des cours d'eau conséquents énumérés ci-dessus qui a déterminé les captures : ce développement a été particulièrement rapide quand les cours d'eau subséquents ont atteint les couches tendres du Lias et quand ils ont rencontré des plissements de la couverture; deux cas sont typiques : ceux de la Cure et du Cousin : on constate la présence d'un synclinal dans le prolongement exact des tronçons est-ouest de ces deux vallées, actuellement entaillées dans le cristallin : le synclinal de Fontenay pour la Cure et celui de Montillot pour le Cousin. On conçoit alors parfaitement que l'influence de telles ondulations, perpendiculaires à la pente générale, des couches, ait favorisé le travail des affluents subséquents et, par conséquent, la formation des captures. Le réseau ainsi transformé a fortement marqué le paysage ; alors s'est développé un réseau de « cuestas » qui a laissé les traces suivantes : la vallée est-ouest de la Cure, celle du Cousin, la vallée sud-est-nord-ouest de l'Argentale présentent une triple dissymétrie. Elles possèdent un des deux versants plus uniforme (versants nord du Cousin et de la Cure, nord-est de l'Argentale : *(cf. fig. 49, p. 190)*; le pla-

teau qui s'étend sur leur rive gauche est plus vigoureusement attaqué par l'érosion et entaillé par des affluents plus longs et plus nombreux; enfin le plateau qui domine leur rive droite est encore couvert de terrains sédimentaires, plus épais que ceux de la rive gauche, et dont la pente est normale au tracé de la vallée. Cette triple remarque montre qu'un réseau de cuestas a évolué parallèlement au réseau hydrographique, reculant parallèlement à lui-même du nord au Sud à l'ouest et du sud-ouest au nord-est à l'est, tandis qu'entre les deux régions s'ouvrait au centre un large entonnoir de percée conséquente, déblayé par le Cousin, puis, après sa capture vers l'ouest, par le Serein; la Terre-Plaine se serait donc ouverte en son centre et l'érosion s'attaquerait progressivement aux extrémités. On aperçoit, du reste, l'étape ultérieure de cette évolution qui serait représentée par une cuesta tracée au nord du ru du Moulin, au nord de Civry-sur-Serein, puis par Bierry-les-Belles-Fontaines, Rougemont et la vallée de la Brenne. L'évolution a été favorisée en Auxois par le travail de démantèlement local ancien de l'Armançon (1), dans un matériel très disloqué (2), ce qui explique l'épanouissement de la dépression périphérique et le nombre élevé des buttes.

*
* *

Les traits essentiels du réseau hydrographique du Morvan rappellent donc ceux que nous avons étudiés à propos de l'évolution tectonique et morphologique, avec quelques manifestations exceptionnelles dues à la nature des roches (barrage quartzeux de la cuvette de Montreuillon; marnes tendres du Lias inférieur expliquant la facilité de certains déblaiements (dôme d'Arnay-le-Duc) ou de certaines captures, bordure nord de la Terre-Plaine).

On retrouve dans le Morvan trois domaines : le domaine « parisien », qui a évolué essentiellement en fonction du Bassin Parisien et où le drainage est, en général, conséquent avec quelques adaptations locales dues à des captures; le domaine « Bourbonnais », où l'évolution s'est faite en rapport avec les fluctuations de la zone de subsidence bourbonnaise, ce qui se traduit par des segments ayant subi des influences contradictoires selon les époques, le drainage « Aquitanien », enfin, où les brusques affaissements puis le déblaiement d'une cuvette réduite (conditions analogues à celles signalées par P. Birot (3) à propos des bassins tertiaires) ont provoqué un renversement complet de l'orientation primitive des rivières et l'élaboration d'un réseau convergent,

(1) Cf. p. 173.
(2) Cf. p. 62 et chapitre sur « Les bordures sédimentaires. »
(3) P. Birot : Thèse, p. 52.

étoilé et dissymétrique, tandis que la ligne de partage des eaux, rejetée vers le nord, s'installait à peu près sur la faille de Moux qui marque la limite entre la pente générale des blocs vers l'ouest et vers l'est.

Le caractère commun à l'ensemble du réseau hydrographique du Morvan, c'est l'importance du rôle des failles et des blocs faillés : presque toutes les rivières ont un tracé influencé par la tectonique, surtout dans le sud-est. Et on a constaté la prédominance des mêmes conditions à la limite des bassins de la Seine et de la Saône, à l'est du Morvan.

L'évolution du réseau hydrographique du Morvan permet ainsi de nouveaux rapprochements avec d'autres régions, notamment de la bordure sud occidentale du Massif Central, où B. Gèze signale des conditions analogues à celles de la Terre-Plaine (1); ou du détroit de Rodez, zone fortement influencée par la tectonique où le réseau est également sous l'influence de dislocations et partiellement surimposé (2) *(cf. bord du bassin d'Autun et bordure est du Morvan)*.

(1) B. Gèze : *Étude hydrogéol...*, D. E. S., Paris, 1937 (inédit).
(2) Y. Boisse de Black : *Le détroit...*, B. S. C. G. F., p. 213.

TROISIÈME PARTIE

LES PRINCIPAUX PROBLÈMES MORPHOLOGIQUES

I

LES VALLÉES

La diversité d'aspect des vallées est un fait qui frappe le voyageur aussi bien que le géographe : ouches empâtées, croulantes d'arène, ayant perdu tout cours d'eau, du Morvan pourri, — gorges de la Canche ou du Cousin, aux grands pans de rochers verticaux, aux eaux claires et rapides bruissant sur un lit de cailloux anguleux, — vallées dissymétriques de Roussillon, rectilignes du Ternin; versants à replats du Haut-Morvan et fond plat du Ternin ou de la Selle... Chaque vallée a sa physionomie propre et n'est-ce pas normal si l'on songe au nombre d'influences qui se mêlent ici? La présence d'un vieux socle aplani et faillé, d'une couverture sédimentaire en voie de déblaiement, de roches de nature extrêmement différentes, de dislocations innombrables et l'action de vagues d'érosion d'importance inégale, telles sont les conditions auxquelles se sont adaptées les vallées du Morvan et de sa bordure.

A. — Failles et vallées.

L'étude du réseau hydrographique nous a montré quelle était l'importance du rôle joué par les failles dans la direction des cours d'eau. C'est ainsi que certaines failles déterminent étroitement le tracé d'une vallée, aussi bien en région sédimentaire (telle la faille de Tamnay pour la vallée du Trait, celle de la Chaise pour la vallée de la Colancelle et le rebroussement de l'Yonne vers le nord-nord-ouest) qu'en terrains cristallins (ainsi la faille de la Petite-Verrière pour la Selle, de Saint-Agnan pour le Cousin supérieur...). Parfois, leur influence est encore plus complexe et elles donnent à un ensemble de vallées — et non plus seulement à une rivière isolée — son allure générale : le tracé rayonnant des vallées au nord du bassin d'Autun, le tracé orthogonal à l'est du Haut-Morvan et dans le bassin d'Autun, la brusque limite des affluents du Ternin sur la rive droite, d'abord par la faille de Sommant, puis par celle de Moux, la convergence de rivières de tracés si particuliers dans la cuvette d'Anost sont autant de faits imputables à l'influence des failles.

Mais le jeu de la tectonique est parfois moins visible et plus

délicat à déterminer. Nous avons vu que les failles provoquent des jeux de blocs dont le rôle par rapport aux vallées est variable. Ainsi, il suffit parfois d'une faille pour que se forme une vallée : si les deux compartiments primitifs étaient formés de roches analogues, il se crée peu à peu une gorge puis une dépression encadrée par un double escarpement dont l'un est plus élevé que l'autre (vallée de la Selle moyenne, du Ternin supérieur et moyen : *(cf. fig. 41, p. 186 et 46, p. 187)*; si les deux compartiments étaient primitivement formés de roches de duretés très différentes, la vallée devient très dissymétrique (l'Arroux en aval d'Autun : dissymétrie primitive renforcée; le Trévoux au niveau de Barle-Régulier, le Serein à Précy-sous-Thil : dissymétrie due à une inversion de relief *(cf. fig. 41, p. 155)*. Parfois, au contraire, c'est un véritable fossé où se loge la vallée : le fossé tectonique de la Cure au nord-ouest de Gouloux est attesté géologiquement (1); celui de l'Yonne, à l'est de Château-Chinon, est une hypothèse qui s'appuie sur la présence de bandes de mylonites et de granit tectonisé, coïncidant avec des escarpements rectilignes : il est à peu près certain à l'est des Millots et à l'ouest de la faille de Vaucoux. D'autre part, la pente des blocs faillés doit jouer un rôle dans le mode de creusement des vallées et le dispositif du réseau hydrographique. En effet, la rivière qui s'installe sur un bloc incliné tend à suivre la pente même du bloc (2) surtout si le niveau de base local n'est pas notablement abaissé et coïncide avec la partie inférieure de ce même bloc : l'exemple de la cuvette de Roussillon est typique. Il montre la vallée moyenne de la Canche coulant au pied du bloc de Roussillon, basculé du nord au sud; à la surface de ce bloc (dont on peut encore calculer la pente : *(cf. fig. 47, p. 187)* s'est installée la vallée de Goy, dont toute la partie supérieure est sèche et conserve, par conséquent, des formes anciennes qui permettent de reconstituer l'évolution. On a d'abord une pente à peu près parallèle à la pente primitive du bloc, puis une pente convexe et qui ne commence à prendre une allure concave qu'au droit de Roussillon, presque au confluent avec la Canche, là où coule encore un ruisseau... Ce même bloc de Roussillon fournit aussi sur son bord septentrional un bon exemple du cas inverse : des rus coulaient à contre-pente du bloc; la longueur de leur vallée n'est que le tiers de celle du ruisseau de Goy, mais leur profil longitudinal est absolument concave, bien qu'ils ne soient pas non plus drainés en permanence *(cf. fig. 47, p. 187)*. On peut faire la même observation à l'est de la Petite-Verrière où, sur un bloc basculé vers l'est, les vallées s'inscrivent en pente plus régulière à l'est, plus âpre vers l'ouest... Cette observation relative à l'importance de la pente du socle — et

(1) A. Michel-Lévy : *Course est-ouest...*, B. S. G. F., 1879, p. 906.
(2) Cf. P. Birot : *Réflexion sur...*, Amsterdam, p. 120.

FIG. 46 : *La vallée du Ternin.*
En haut : vue vers le sud, au Moulin de Marnay.
En bas : vue vers le nord depuis la cote 591, au sud-ouest des Crots Barbizots (est des Bois de Patuet).

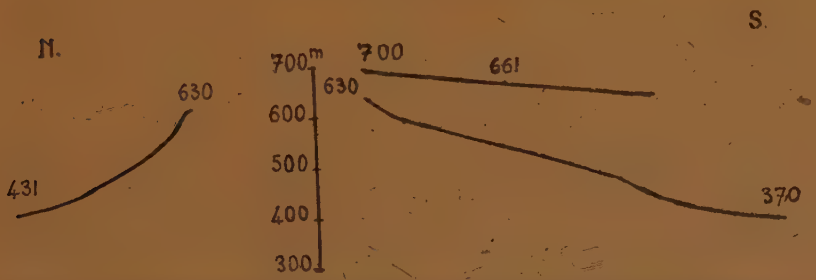


FIG. 47 : *Pente des rivieres au nord* (à gauche) *et au sud* (à droite) *de Roussillon.*

en particulier des blocs faillés — sur le tracé du profil longitudinal des vallées, est confirmé par l'exemple de l'Yonne supérieure : dans cette section, la rivière coule avec un magnifique profil concave, aussi bien dessiné et aussi régulier qu'une très ancienne vallée; or, nous avons vu *(cf. p. 168)* qu'elle n'avait été ouverte que par les failles oligocènes, mais elle coule à travers un bloc,

FIG. 48 : *Pente supérieure du cours de l'Yonne.*
Comparer la pente uniforme de l'Yonne et la pente interrompue du couple Rainache-Houssière, tête de l'Yonne éocène jusqu'aux dislocations oligocènes.

cassé en son milieu, fortement incliné du sud au nord, ce qui l'a aidée à réaliser un certain profil d'équilibre *(cf. fig. 48, p. 188)*. Parfois, au contraire, la traversée d'une faille peut entraver la réalisation de ce même profil : les ruisseaux qui dévalent l'escarpement de Moux en sont une démonstration éclatante. Des exemples se trouvent aussi au passage d'autres failles : ainsi l'accélération du Ruisseau de Liernais, juste sur une ligne de fracture. Le rôle de la faille s'explique aussi bien dans le cas d'antécédence de la vallée à la faille, si la vitesse de la formation de l'escarpement a été supérieure à la vitesse de creusement de la vallée, que dans l'hypothèse contraire *(photo 6, H. T. Pl. II)*.

B. — Dissymétrie des vallées.

C'est encore à l'action des failles qu'il faut faire appel, à côté d'autres influences, pour expliquer les vallées dissymétriques du Morvan et de sa bordure. Celles-ci sont, à dire vrai, plutôt rares, surtout dans le Massif lui-même.

Les influences tectoniques rendent compte de la dissymétrie criante au sud de Roussillon de la vallée de la Canche, qui se glisse entre deux blocs basculés du nord au sud : de celle, nuancée par des phénomènes locaux d'érosion, mais tout aussi réelle en amont surtout, de la vallée de la Velée : ces deux premières s'expriment par une dissymétrie des pentes des versants (indice de dissymétrie : 0,42 pour la vallée de Roussillon; 0,34 pour celle de la vallée, à l'est d'Athey (1). Mais, on constate aussi des dissymétries purement altimétriques entre les deux versants : ainsi le Ternin d'Alligny (sommet versant ouest 680 m., sommet versant est 590 m.); ou encore une différence de complexité toujours due aux influences tectoniques : le triple gradin faillé de la rive droite du Ternin de Chissey, s'oppose au gradin unique de la rive gauche (2).

Mais la structure seule peut expliquer certaines anomalies locales. Il est, par exemple, extrêmement curieux de remarquer la dissymétrie géologique des versants de la Cure et du Cousin au sud d'Avallon : les sédiments triasiques et liasiques étant plus volontiers conservés sur la rive nord que sur la rive sud; or, une coupe tracée à travers la Cure à l'ouest de Saint-André en Morvan, dans la région la plus récemment déblayée, étant donné son voisinage avec la zone sédimentaire de la bordure, rend bien l'impression que donne le paysage : le versant sud est en pente constante et s'abaisse au-dessous de la limite du versant nord si on fait abstraction de l'entaille de la vallée *(cf. fig. 49, p. 190)*. Il nous semble voir là la survivance d'une ancienne vallée subséquente dont la dissymétrie originelle se marquerait encore à la surface, à peine déblayée, du vieux socle. En effet, supposons une vallée subséquente, avec sa dissymétrie caractéristique, qui atteint le vieux socle dont la pente est à peu près analogue à celle des terrains sédimentaires (c'est le cas ici). Le déblaiement des terrains tendres de la pente douce se fait assez vite et la vallée se loge entre un revers cristallin et un front sédimentaire couronné de roches résistantes. Les eaux s'écoulent sur le socle et le sapement du front se fait parallèlement à un début d'encaissement. Dès que la vallée a établi une encoche dans les terrains anciens, le recul

(1) Exemple de calcul : pour la Canche, à l'est de Roussillon : cote 619 à 2 km. de la vallée sur le versant nord; 527 m. à 0 km. 500 au sud; talweg à 402 m. La pente est donc de 107 % au nord et 250 % au sud. Le rapport donne : 0,42.

(2) Cf. chapitre sur « les Failles », p. 147 et croquis 10, p. 69.

de la côte est fortement ralenti et ne se poursuit plus que par érosion obséquente ou par démantèlement conséquent à partir du revers (buttes au nord de Domecy-sur-Cure, avant-côte de Sauvigny). Ainsi, des lambeaux sédimentaires, puis une pente plus douce (la pente primitive du socle) marquent longtemps la trace du versant de la côte, opposé à celui du revers.

Le même phénomène se retrouve aux environs d'Avallon, sur les bords du Cousin. Plus au nord on trouve dans la Terre-Plaine les vallées subséquentes classiques du ru de Bouchon, du ru du Moulin (partie amont), de celui de Périgny... avec la dissymétrie traditionnelle.

Enfin, l'Arroux, immédiatement en amont d'Autun coule dans

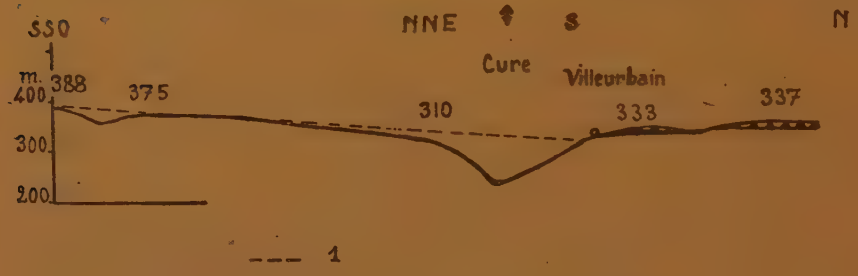


Fig. 49 : *Coupe à travers la Cure*, au sud d'Avallon.
1 : Surface infra-triasique.

une dépression curieuse : on a l'impression que le cours de la rivière est rejeté vers le sud par l'afflux des cours d'eau venus du Morvan. Peut-être faut-il y voir, toutes proportions gardées, un phénomène analogue à la dissymétrie du bassin de la Têt que repoussent les torrents venus du Canigou (1).

C. — Vallées et couverture sédimentaire.

On ne rencontre plus actuellement la couverture sédimentaire qu'en bordure du Morvan et c'est là qu'elle détermine des formes particulières. Son influence est due soit à la nature des roches, soit à leur structure.

Au voisinage même du massif, les roches de la couverture sont tour à tour marneuses ou calcaires et parfois recouvertes à leur tour ou remplacées par des sables et graviers plus récents dans le sud du Bazois et dans le Bassin d'Autun. Les larges épanouissements de la vallée du Serein à l'ouest de Mont Saint-Jean et entre Guillon et l'Isle-sur-Serein, de la vallée supérieure de l'Armançon

(1) P. Birot : Thèse, p. 61.

sont creusés dans les terrains marneux du Lias inférieur et limités par des versants concaves : ce sont, en quelque sorte, des « val-

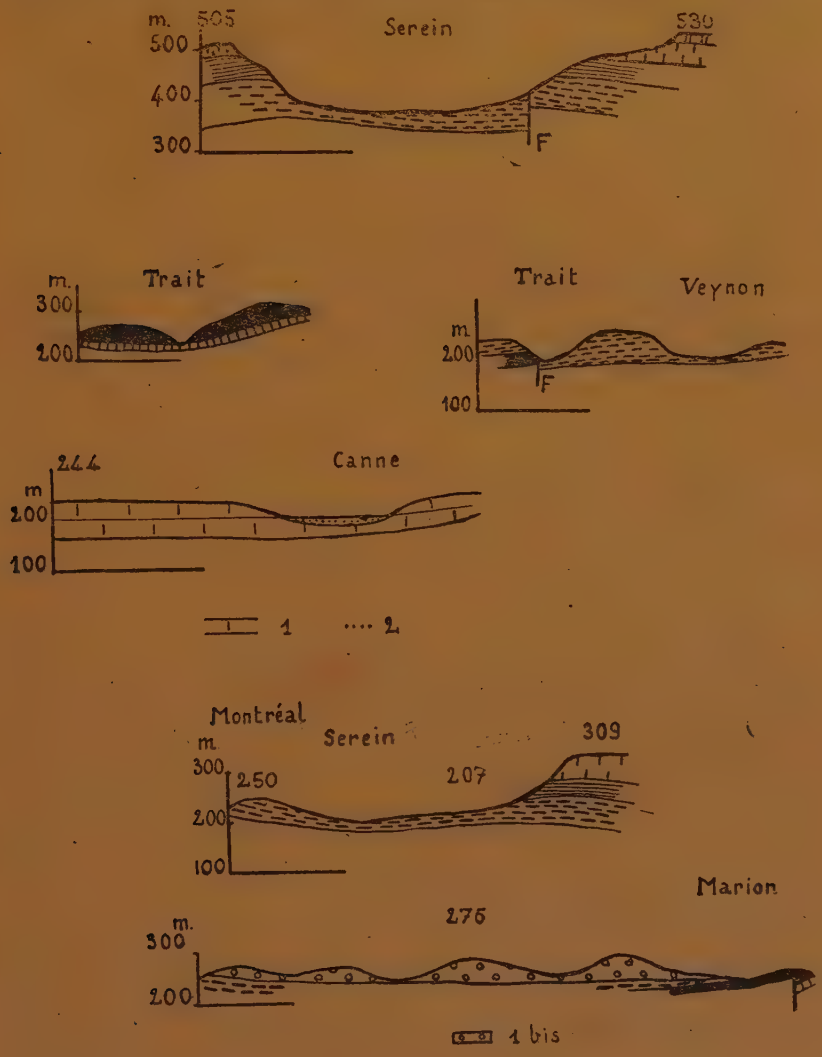


FIG. 50 : *Divers types de vallées.*
1 : Calcaire Oligocène supérieur; 1 *bis* : Pliocène; 2 : Alluvions.
Autres terrains, voir légende fig. 8.

lées mûres » de couches alternativement dures et tendres; en effet cette disposition structurale donne d'abord des versants convexes

(vallée supérieure du Trait), puis des versants concaves vers le fond et convexes vers le haut (vallée moyenne du Trait); enfin, quand le fond de la vallée est remblayé par des alluvions, la partie supérieure des versants entaillée dans le calcaire, recule parallèlement à elle-même et la convexité se continue plus longtemps (rive occidentale de l'Aron à l'ouest de Vandenesse, vallée de la Canne au nord de Cercy-la-Tour); au contraire, quand le creusement de la vallée se poursuit normalement, l'évolution amène la formation d'un versant absolument concave dominé par une corniche, si le calcaire est suffisamment dur et épais (rive orientale du Serein, à Mont-Saint-Jean), ou par un simple talus (buttes de Montréal ou de Trévilly sur la rive gauche du Serein de la Terre-Plaine, dans le banc dur du Charmouthien) *(cf. fig. 50, p. 191)*.

Le mécanisme est analogue dans les calcaires marneux de l'Ouest du Bazois, mais la persistance des formes convexes dues à la moindre résistance des terrains est plus remarquable étant donné l'homogénéité de la roche, ainsi que le montrent les vallées de la Nièvre moyenne ou de la Renèvre (entaillée dans le Bathonien). Au contraire, à l'est du Morvan, le contraste accentué entre les bancs marneux et les couches calcaires dures et épaisses amène la formation de véritables vallées à corniches, comme celles de la Vandenesse, de la Gironde, de l'Ouche : c'est le même type que revêtent les vallées à travers les plateaux bourguignons au nord de la Terre-Plaine, ainsi la Cure au nord de Saint-Moré et au pied de Vézelay, l'Yonne au nord de Châtel-Censoir...

Dans les débris Pliocènes, les vallées prennent encore une autre allure : les versants sont convexes et les sommets qui les séparent arrondis *(cf. fig. 50, p. 191)* (influence d'un matériel meuble d'assez faible épaisseur, tapissant des calcaires tendres, ce qui les différencie des formes convexes aplanies des marno-calcaires). Ce phénomène est particulièrement net au sud du Bazois où dominent les croupes adoucies, mais c'est dans le bois de Morillon, entre Vandenesse et Saint-Honoré que nous avons vu des vallons totalement entaillés dans la couverture Pliocène : ailleurs seuls les sommets sont dessinés dans ces terrains.

L'influence des terrains calcaires sur les vallées se manifeste également par l'existence de nombreuses vallées sèches. Presque toutes les rivières qui prennent leur source sur les plateaux depuis le bois du Mont-Vigne à l'ouest jusqu'au plateau de Mont-Saint-Jean, à l'est, commencent par une tête de vallée sèche; mais aussi de véritables bouquets de vallées, représentant tout un drainage ancien parfaitement organisé, découpent leur sillon vide sur les tables calcaires depuis le Bajocien jusqu'au Rauracien. A. Boit a pu étudier, grâce à des documents d'archives, le déplacement des sources entre le Serein et l'Armançon, à l'entour d'Étivey (1) et a

(1) Cf. A. Boit : *Le Bassin sup.*, p. 138 et ss.

: lieux de capture.

CARTE V. — *Réseaux hydrographiques anciens du Morvan, au S. O. et sur les bords de la Terre-Plaine.*

établi que certaines sources reculaient plus vite que d'autres : la source de Sarry vers le sud a reculé beaucoup plus vite que celle de la Corne-Saint-Martin. Or, si on regarde les altitudes à partir desquelles les vallées sont drainées, sensiblement sur le même parallèle, on a 135 m. pour le ru de Sacy (affluent de la Cure); 261 m. à l'est de Montbard; 350 m. pour le ru de Loigne; on s'aperçoit ainsi que la nappe d'eau karstique est en rapport avec la pente des couches vers l'ouest, comme on pouvait le supposer; d'autre part, elle est aussi en pente vers le nord, car, si on examine l'altitude des sources des rus sur la rive gauche de la Cure, on a : ru de Bazoches : 242 m.; ru de Charency : 225 m.; ru de Saint-Père : 212 m.; et toutes ces sources apparaissent en aval d'une ancienne tête de vallée actuellement abandonnée. Mais cette nappe karstique doit aussi subir l'influence des accidents locaux et c'est ce qui explique, à notre avis, les bizarreries du régime de Sarry; nous avons en effet signalé *(cf. p. 61)* l'existence d'anticlinaux et de synclinaux très peu accentués dans cette région : un axe anticlinal passe justement dans la région de Sarry et sur le flanc occidental de cet accident le niveau d'eau est plus bas que sur la retombée orientale.

Quant à la Vallée de Sacy, affluente de la Cure, elle offre une autre particularité intéressante; on peut y distinguer trois sections : la partie amont à l'est de Joux, qui est topographiquement une vraie vallée aveugle; la partie moyenne, jusqu'à 500 m. en amont de Sacy, dont les versants se recoupent presque sans intervalle de fond plat, est barrée en plusieurs points par des éboulis des fameuses « arènes calcaires » (1) de A. Boit; enfin, à partir de Sacy, la forme de la vallée est normale et un ruisseau coule au fond. Peut-on proposer une interprétation faisant état de la nature des roches? L'assèchement de la vallée s'est fait en 2 étapes : une brusque, peut-être en rapport avec l'enfoncement de la vallée supérieure dans les terrains Argoviens; une progressive accompagnant le creusement du Rauracien. Or, les « arènes calcaires » sont formées de très nombreux et petits fragments anguleux de calcaires dont la désagrégation est typique des phénomènes périglaciaires : la vallée était donc creusée avant les périodes glaciaires quaternaires. Mais elle a dû cesser d'être drainée avant la fin des glaciations. En effet, en période glaciaire, le sol étant gelé en profondeur, le calcaire fonctionne comme une roche imperméable et, par conséquent, si un cours d'eau avait encore existé à ce moment, il aurait déblayé les « arènes »; si elles sont restées, c'est que la vallée était déjà habituellement sèche. Les plateaux voisins pré-

(1) Cf. A. Boit : ... p. 44 : montre que ces « arènes calcaires » sont exemptes de cristallin et antérieures au Quaternaire moyen dont elles supportent les restes d'industries. L'absence de cristallin confirme l'hypothèse d'un creusement de la Terre-Plaine avant le Quaternaire.

sentent d'autres exemples d'évolution semblable. C'est un phénomène analogue que présente la Vallée de Châtel-Censoir où coule un ruisseau sur des alluvions, alors que les vallées affluentes venues des terrains bathoniens voisins sont à sec et affectent parfois, déjà la forme de vallons suspendus. Mais la nature des roches sédimentaires n'est pas seule à influer sur les caractères des vallées : la structure joue aussi un rôle important. Les gouttières synclinales sont souvent des lieux de vallées : ainsi pour l'Yonne à Mailly-la-Ville, pour le Serein supérieur, pour le Trait...; tandis que failles ou flexures déterminent des tracés : flexure de la Cure au nord de Vézelay et nombreux autres exemples déjà cités *(cf. p. 169)*. Quant à la structure concordante inclinée au nord, nous verrons qu'elle détermine l'existence d'un relief de côtes caractéristiques, avec son cortège de vallées subséquentes (ru de Périgny...), conséquentes (Serein avec un magnifique entonnoir de percée conséquente, Armançon).

Enfin, un dernier aspect des vallées entaillées dans la couverture montre certains rapports qui existent entre les roches sédimentaires et le vieux socle : ce sont les « fausses vallées rajeunies » que l'on trouve entre Vieux-Château et Guillon sur le Serein, le long de tous les cours d'eau au sud et à l'ouest de Semur, à plusieurs reprises le long du Serein, à Charmot sur l'Yonne... *(cf. fig. 51, p. 195)* : au centre de la vallée aux versants adoucis, entaillés dans le lias, se creuse une gorge plus vigoureuse. Un simple examen de la nature des terrains donne la clef du problème : la gorge est sculptée dans le socle cristallin et il s'agit là d'un « premier stade d'évolution vers l'épigénie (1) ». L'étape ultérieure se traduit dans la vallée du Cousin à l'est d'Avallon : là, on peut déceler outre d'anciennes « fausses vallées rajeunies », solidement entaillées dans le socle, sur les bords desquelles subsistent encore des lambeaux sédimentaires (vallée du Cousin, de Marrault, de Montmardelin...), tout un réseau de « vallées infantiles » qui griffe à peine le socle cristallin imperméable. Ces dernières vallées, qui abondent à l'ouest de Sainte-Magnance, à l'est de Domecy-sur-Cure, suivent la pente topographique et ne présentent aucun lien entre elles : elles sont le fait d'un ruissellement intense et inorganisé. Leurs formes de jeunesse se maintiennent dans les roches résistantes du socle. Elles ont dû s'installer dès l'affouillement des couches liasiques imperméables et tendres et, celles-ci disparues rapidement, s'encaissent sur place dans le cristallin.

(1) Emm. de Martonne : *Géogr. phys.*, t. 2, p. 713 (4e éd.).

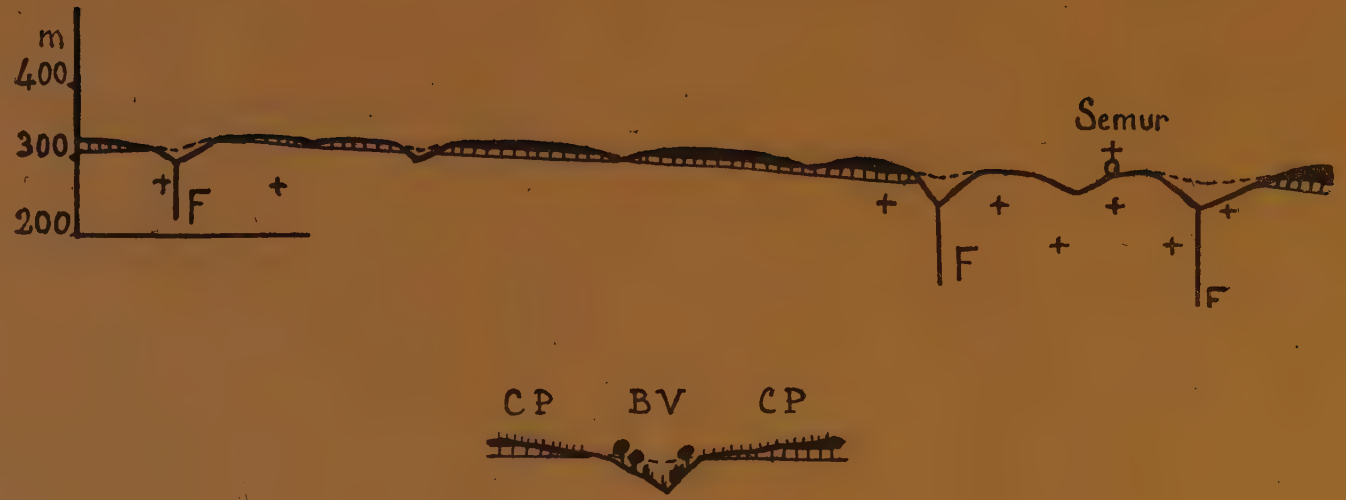


FIG. 51 ; *Fausses vallées rajeunies de Semur.*
CP : Cultures-Plateaux; BV : Bois-Vallées.
H : 1/10.000; L : 1/80.000.

D. — Vallées et massif ancien.

Le phénomène d'épigénie a certainement joué, tout au moins dans les régions du Morvan actuellement voisines des bordures : il explique sans doute, le tracé de l'Yonne à Montreuillon qui coupe un filon de quartz et une dure masse de porphyre alors que les granits offrent, au nord et au sud un passage plus facile, également celui du Serein qui franchit la faille bordière orientale et quitte les marnes liasiques pour les roches cristallines à la Motte-Ternant. C'est l'écoulement et le travail sur une couverture plus tendre qui permit la préparation des captures du nord inscrites maintenant dans le socle plus résistant... Si l'on considère les rivières autour de Semur, de Précy-sous-Thil et de Chastellux, on peut voir à l'œuvre le processus même d'épigénie et le suivre jusqu'à sa totale réalisation. La dureté et la rigidité du socle lui donnent une grande influence sur le tracé et la forme des vallées. Ici, il n'est plus question d'ondulations mais seulement de dislocations et de blocs et nous avons déjà signalé leur rôle. Cependant nous voulons encore préciser que nous ne voyons pas, comme l'a fait A. Boit, la nécessité de considérer la prédominance d'un drainage plus important sur la rive occidentale que sur la rive orientale des Vallées (1) : La Cure supérieure, l'Yonne opposent un démenti flagrant à cette théorie : quant à l'exemple du Ternin, il n'est pas recevable car le tout n'est pas de compter dix-sept et onze affluents, respectivement sur les deux rives, mais il faut en apprécier l'importance : or, comment comparer la rivière de Blanot avec les petits torrents miniatures venus des hauteurs de l'escarpement de Moux? Il y a, en réalité, influence dominante et criante du vieux socle : de ses bombements que devaient suivre les couches sédimentaires au nord (parallélisme des vallées; axe de l'Argentale et du Serein de part et d'autre duquel divergent les affluents qui courent au Cousin et ceux qui se ruent au Serein), de ses fractures (coupure du drainage, vers le Ternin, à peu près à la faille de Moux au nord, puis à celle de Sommant), de ses blocs effondrés (convergence de la cuvette d'Anost, étoilement des rivières autour du bassin d'Autun) ou soulevés (le Château d'eau du Haut-Morvan), des anciennes morsures de l'érosion sur lui (épanouissement du réseau de Blanot sur la vieille surface pré-triasique exhumée; cheminement lent et contourné de la Cure supérieure et de ses affluents utilisant les anciennes dépressions éocènes...).

Toutes ces influences sont préservées grâce aux vertus conservatrices des roches du socle. On y retrouve les encoches des anciennes surfaces, l'emboîtement des cycles successifs des vallées :

(1) A. Boit : p. 138.

ainsi le long versant mio-pontien à 550-520 m. du Ternin moyen, les replats pliocènes et quaternaires à 450 et 350 m. des bords du Ternin ou de la Canche, les ruptures de pente du profil longitudinal (celui de la Cure est marqué par trois dénivellations : celle du Saut de Gouloux (510-475) correspondant au façonnement de l'auréole mio-pontienne sur le Morvan septentrional et dont la pente se rattachait à la surface des plateaux bourguignons; la deuxième à 370 m. en rapport avec la capture de la Cure et son évasion vers

FIG. 52 : *Profils de la Cure, du Ru de Saint-Marc, du Chalaux.*
Cure :
O : Cours éocène; I : Cours mio-pontien; II : Cours après la capture (post-pliocène); III : Accident dû au remblaiement de la Terre Plaine (quaternaire).

l'ouest; enfin, celle de 300 m. déterminée par la vague d'érosion régressive due au remblaiement pliocène). Il est à remarquer que le ru de Saint-Marc, petit affluent de la Cure ayant beaucoup moins d'eau, n'a pu creuser sa vallée aussi vite et affecte, à l'heure actuelle, l'allure d'une véritable vallée suspendue *(cf. fig. 52, p. 197)*.

Enfin, deux phénomènes un peu particuliers méritent une mention spéciale. Tout d'abord, l'allure du profil de la Cure au voisinage du Saut de Gouloux *(cf. fig. 52, p. 197)* : on voit la rupture de pente principale précédée en amont par une deuxième rupture, 5 km. en amont : faut-il y voir un accident cyclique ou tectonique? Non, mais seulement la trace de l'effet de l'érosion régressive à partir du saut : cet effet aboutit à la formation de trois pentes successives d'importance différente, qui donnent une résultante convexe. En second lieu, la largeur anormale de la vallée du Cousin autour de Saint-Agnan est assez mystérieuse. On pourrait être tenté d'y voir un développement favorisé par la roche encaissante, mais il n'en est rien puisque depuis les Loisons, la rivière coule dans la granulite; or la vallée prend brusquement une allure de gorge

1500 m. au nord de Saint-Agnan, tandis que le profil longitudinal est accidenté d'une rupture de pente (490-460 m.). Aménagement cyclique, dirons-nous? Mais il n'y a pas de replats correspondant à la vallée supérieure dans la gorge aval et, bien plus, celle-là ne « passe » pas dans la largeur de celle-ci *(fig. 53, p. 198)*. P. Birot (1) signale un cas analogue et pour l'expliquer émet l'hypothèse d'un gauchissement doublé d'un soulèvement ayant détaché la section supérieure des vallées du niveau de base général. Le cas du Cousin pourrait bien constituer une démonstration : d'après l'altitude de la rupture de pente, nous voyons que la

FIG. 53 : *Vallée du Cousin.*

section amont se rattache à la période qui a précédé le cycle mio-pontien, donc serait antérieure aux dislocations et bombements oligocènes; d'autre part, les traces de lias situées au voisinage mettent en évidence une déformation par rapport à la surface pré-triasique exhumée qui plonge vers la Terre-Plaine : on a eu un basculement de bloc, soulevé au sud, donc un abaissement du « niveau de base » dans la région de Saint-Alban par rapport à la région des sources et la vallée actuelle s'est alors développée par érosion régressive avant d'être atteinte par l'attaque mio-pontienne. Le socle, conservateur de formes, nous a livré tous les éléments du problème.

E. — MÉANDRES ET SINUOSITÉS.

Avant de terminer cette étude des Vallées, nous voudrions émettre quelques réflexions sur ce problème qui touche, à vrai dire, bien peu le Morvan lui-même; ce sont, en effet, des sections de

(1) P. BIROT : *C. Amsterdam*, p. 131.

cours d'eau extérieures au massif qui nous fournissent des exemples : l'Arroux, l'Armançon, la Cure, l'Yonne et l'Aron...

Mais, d'abord qu'entend-on par le terme lui-même de « méandres »? J. Blache a déjà eu l'occasion d'insister sur quelque subtile différenciation (1) et Emm. de Martonne a proposé d'employer les termes de « méandres » ou de « sinuosités » selon le phénomène invoqué (2). Il faut évidemment distinguer entre les courbes d'un cours d'eau sans forme caractéristique qui ne s'accompagnent pas d'un façonnement dissymétrique des versants et ne se déplacent pas régulièrement vers l'aval : ce sont les « sinuosités » d'une rivière et, à la limite, les méandres imprimés de J. Blache — et, au contraire, les courbes vivantes qui évoluent et se présentent en un dessin typique « méandres » soit libres, soit divagants). Ceci est la distinction fondamentale mais peut-on désigner du même nom : le méandre boursouflé de sinuosités de l'Yonne à l'ouest de Châtel-Censoir, les méandres encaissés géants de la Cure au nord de Saint-Moré ou de Mailly-le-Château sur l'Yonne et les ridicules petits méandres, si parfaitement dessinés et si caractéristiques du Trait au sud de Tamnay? Et surtout, peut-on leur attribuer semblable origine?

Ce n'est pas le lieu d'une étude systématique de ce délicat problème, mais les remarques suivantes ont été faites :

1° Le rapport de 1 à 18 signalé par Emm. de Martonne entre la largeur du lit du fleuve et celle du « lit des méandres » (3) n'est pas respecté pour le méandre encaissé de la Cure au nord de Saint-Moré (rapport 1 à 70 environ), de l'Yonne à Mailly-le-Château (1 à 35)...

2° Les méandres ne se situent pas obligatoirement à la sortie du massif ancien, c'est-à-dire quand la pente de la rivière, théoriquement du moins, devient plus faible : ainsi l'Yonne coule 15 km. en dehors du Morvan avant de décrire le grand méandre de Brèves, la Cure : 11...

3° Sinuosités et méandres s'inscrivent à peu près sur tous les genres de roches : cristallin (Cousin à Avallon, Armançon à Semur), marnes et calcaires marneux du Lias inférieur (Aron à Châtillon-en-Bazois), calcaires durs du Jurassique (Yonne et Cure), terrains tendres et meubles des dépôts pliocènes et des plaines alluviales (Arroux en aval d'Autun, Trait au sud de Tamnay...). Contrairement à la thèse de J. Blache, le train de méandres de l'Aron est tout entier inscrit dans les roches tendres.

4° Il n'y a pas nécessairement dégradation du méandre quand on s'enfonce des terrains durs dans des terrains plus tendres, con-

(1) J. Blache : *Sur l'origine...*, A. G. F., p. 91, 1941.
(2) Emm. de Martonne : *Discussion à propos de ma communication sur le méandre de Vernon*, A. G. F., 1944, p. 48.
(3) Emm. de Martonne : *Géogr. phys.*, 4e éd., p. 568, I, II.

trairement à l'opinion de J. Blache : ainsi le train de méandres de l'Aron dans le Bazois est merveilleux de fraîcheur alors qu'il se trouve maintenant dans les roches marneuses du Rhétien et qu'il vient de traverser les calcaires à gryphées arquées. Il est vrai que la différence d'épaisseur et de dureté des roches n'est pas aussi considérable qu'en Lorraine.

5° Il semble bien que, dans la région de Semur, on ait passage de méandres libres ou faiblement encaissés dans les marnes liasiques à des méandres encaissés dans le cristallin, car les portions de vallée de l'Armançon qui coulent encore sur le Rhétien au sud de Montigny-sur-Armançon présentent à peu près les mêmes caractères que celles qui sont au sud de Semur.

6° Enfin, il faut noter, après J. Blache, la permanence des « causes de méandres »... On trouve, en effet, des méandres actuels de plaine alluviale dessinés au milieu d'une vallée plus large calibrée par d'anciens méandres et sur les bords de laquelle des traces alluviales donnent une date approximative : c'est le cas pour la Cure à Saint-Moré (terrasse de 30 m.) pour le Trait à Tamnay (même terrasse).

Ces derniers exemples semblent diminuer l'importance de la question de la pente actuelle du cours d'eau. Au contraire, il faudrait sans doute tenir compte des accidents du sous-sol : nature des roches (A. Boit a déjà insisté sur l'importance des bons-joints et nous attribuons le tracé coudé et les boursouflures qui accidentent certains méandres de l'Yonne à l'influence des diaclases des calcaires...), et aussi des phénomènes de structure, fort divers du reste, susceptibles de déterminer la formation de méandres. Il semble que la condition générale, soit une perturbation dans la régularité de la vitesse d'écoulement des eaux (1), perturbation amenée soit par l'existence d'une zone de roches plus résistantes, dont la présente est liée à un accident tectonique ou à un changement latéral des faciès (banc calcaire coralligène sur l'Yonne moyenne : méandres de Marny-sur-Yonne et de Mailly-la-Ville, et pour la Cure : méandre du Nord de Saint-Moré) (2), soit par l'épaisseur de terrains tendres inhomogènes (3) (méandres de l'Arroux dans le Bassin d'Autun ou dans la masse de ses alluvions et peut-être aussi ceux de l'Aron au sud du Bazois), soit encore par une confluence (méandres du Guignon, du Cousin...), soit enfin, par un changement de pente : l'effet de la diminution de pente se faisant sentir d'autant plus rapidement qu'il est moins violent,

(1) Cf. J. Beaujeu-Garnier : *Le Méandre de Vernon*, A. G. F., 1944, p. 41. (Probl. morphol...)

(2) A rapprocher comme effet du bombement crétacé du méandre de Vernon pour la Seine.

(3) Ceci peut amener un ralentissement de l'écoulement soit par simple freinage mécanique, soit par augmentation de la charge.

car, autrement, la vitesse acquise en recule les effets dans l'espace : ainsi pour l'Yonne, la disproportion est considérable : pente de l'Yonne dans le Morvan 12 0/00 depuis la sortie du Morvan jusqu'aux premiers méandres : 2,6 0/00; — pour la Cure 6,2 0/00 — et 4,1 0/00; pour l'Aron : pente de la section sans méandres : 3,3 0/00, de la section inférieure sans tenir compte des méandres : 1,2 0/00, et en en tenant compte : 0,89 0/00...

II

« LES CUVETTES »

La description des paysages du Morvan a fait ressortir, à l'ouest, la présence de ce que nous avons appelé le « Morvan Troué ». Comment peut-on expliquer la présence, au sein du vieux massif, de ces vastes et molles dépressions dont les mieux réali-

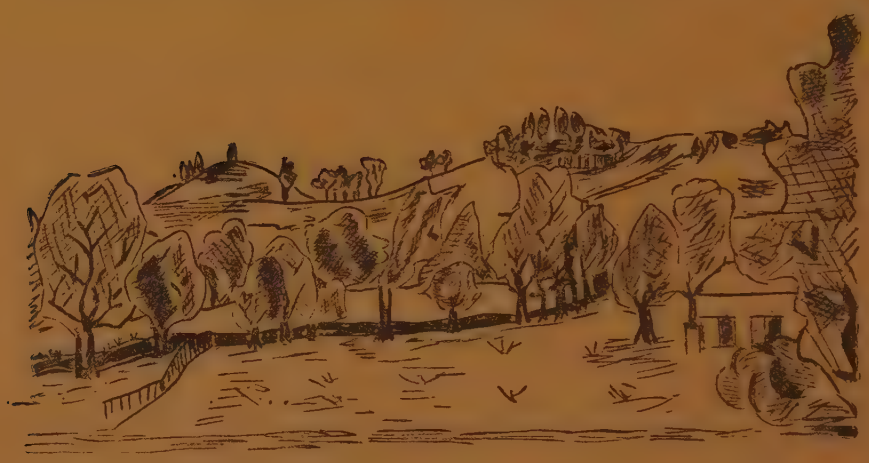


FIG. 54 : *Cuvelle de la Boulière* (croquis).

sées pourraient être rapprochées, par un observateur même averti, de certaines formes glaciaires? *(photo 7, H. T. Pl. III, fig. 54, p. 202).*

1. Existence de formes analogues.

Les « cuvettes » morvandelles ont déjà éveillé l'attention de bien des géographes, en particulier Emm. de Martonne (1), A. Boit (2), A. Cholley (3), P. Birot (4)...

(1) Emm. DE MARTONNE. A. de G. 1899 et 1924.
(2) A. BOIT : *Le Bassin supérieur de l'Yonne*, p. 142.
(3) A. CHOLLEY : *Carte des surf...*, 1938, p. 18 et *Remarques sur la morphologie de la Bourgogne méridionale*, A. de G., 1935, p. 574.
(4) P. BIROT : Thèse, p. 285 et ss.

D'autre part, des formes analogues ont été décrites dans de nombreuses régions : les cuvettes granitiques du massif du Quérigut ou des bords du Laguzon dans les Pyrénées-Orientales, par Birot (1); les ellipses allongées du Beaujolais et de Luzy, par A. Michel-Lévy et A. Cholley (2); la dépression de la vallée de l'Arget, près de l'Ariège (3) et le bassin de Cunlhat (4) dans le Livradois, par L. Gachon; les petits bassins du Massif Central occidental par A. Meynier (5); la cuvette du Nord-Ouest des Maures par Journot (6); les vallonnements à l'ouest de la chaîne de G'Bing en Haute-Guinée française, par J. de Lapparent (7); les vallées évasées du sommet du Mont-Rokko, au nord de Kobé, par F. Ruellan (8); les longues dépressions aux versants concaves de la Chine centrale, citées par H. Schmitthenner (9); les immenses cuvettes de même type, mais beaucoup plus vastes du Sinaï (10)...

2. Hypothèses au sujet de ces formes topographiques.

Le désir d'expliquer ces phénomènes a incité géologues et géographes à émettre un certain nombre d'hypothèses.

On a remarqué que la plupart de ces dépressions de forme particulière s'inscrivent dans des roches granitiques et de nombreux auteurs ont établi un lien entre la nature de la roche et la morphologie. L'existence des cuvettes serait due à l'érosion différencielle : les rebords étant formés de roches plus résistantes que le granit central, altéré et creusé et qui donne des vallonnements adoucis : ainsi les schistes siluriens métamorphisés du massif de l'Arize dominent la vallée de l'Arget, des escarpements dans les auréoles métamorphiques bordent les bassins déjà cités des Pyrénées-Orientales...

Cette explication est-elle valable pour le Morvan où l'on voit les cuvettes s'inscrire essentiellement dans le granit et le microgranit? Ce serait l'opinion de Birot qui nuance cette affirmation en ajoutant l'action de failles, découpant des blocs basculés qui ont dirigé et limité les effets de l'érosion.

(1) P. Birot : *Thèse*, p. 78.
(2) A. Michel-Lévy : *Le Granite de Flaminville*, B. S. C. G. F., 1893-1894. — A. Cholley : *Ibid.*
(3) L. Gachon : *La Barguillière*, Rev. géogr. : Pyr et S. O., 1931, p. 59.
(4) L. Gachon : *Le Fossé de Cunlhat*, Rev. d'Auvergne, 1930, p. 49.
(5) A. Meynier : Thèse, 1931.
(6) Journot : Bull. A. G. F., déc. 1946.
(7) J. de Lapparent : *La décomposit. latéritique du granit dans la région de Macenta*, C. R. A. S., 1939, p. 1767.
(8) F. Ruellan : *La décomposit. et la désagrég. du granit à biotite...*, Congrès internat. géogr., Paris, 1931, p. 670.
(9) H. Schmitthenner : *Landformen in aüber tropischen Monsüngebiet*, 1932, p. 22-81, Museum für Länderkunde zu Leipzig.
(10) Conversations avec Emm. de Martonne (sujet de thèse de A. Awad).

Le jeu de ces failles constitue la cause essentielle de la formation des cuvettes morvandelles d'après Emm. de Martonne et surtout A. Cholley, qui fait intervenir l'existence d'un réseau de failles orthogonales, et explique ainsi la topographie alvéolaire des environs de Luzy (1). Ce dernier auteur ajoute, du reste, une notion intéressante : il essaie de dater la formation de ces dépressions et les attribue à l'érosion post-helvétienne (2). C'est par des dislocations tectoniques également que Gachon explique les limites du fossé de Cunlhat, Chaput, celles des bassins de l'Anatolie intérieure et Fourmarier celles de certains bassins de l'Afrique Centrale...

Mais tous les auteurs qui ont décrit des régions granitiques signalent, en outre, les roches de ce type comme particulièrement attaquables par l'érosion.

3. Diverses explications de la destruction du granit.

Les hypothèses ne manquent pas qui essaient d'expliquer la facilité avec laquelle l'érosion attaque et détruit le granit et les formes originales qui en résultent.

La composition du granit apparaît comme l'élément fondamental. Ruellan (3), Birot (4) et J. de Lapparent (5) signalent que le mica noir ou biotite est particulièrement vulnérable : c'est lui qui disparaît le premier dans les pays océano-méditerranéens (6) au Japon, en Corée; c'est lui également qui a disparu le premier au cours de certaines périodes fossiles si l'on s'en rapporte aux publications de J. de Lapparent sur la Guinée française (7) (arénisation antérieure au climat actuel) et sur les produits d'altération du gneiss dans le Massif Central, avant la sédimentation oligocène (8). D'autre part, Goron souligne, quant à lui, l'importance des éléments basiques, — provenant, sans doute, de la « digestion imparfaite des schistes siluriens et des calcaires dévoniens du massif par un magma éruptif (9) » — c'est-à-dire des

(1) A. Cholley : *Rem. sur la morphologie de la Basse-Bourgogne*, A. de G., 1935, p. 574.
(2) A. Cholley : *Ibid.*, cf. A. Boit qui date les cuvettes d'époques différentes suivant l'altitude et fait intervenir des phénomènes de glaciation pléistocène.
(3) F. Ruellan : Thèse, p. 24 et ss.
(4) P. Birot : Thèse, p. 285.
(5) J. de Lapparent : *La Décomposition latéritique du granit*, C. R. A. S., 1939, p. 1767.
(6) P. Birot cite dans sa thèse des exemples de ces phénomènes et a bien voulu m'indiquer les disparitions progressives des différents éléments composant le granit telles qu'on les a constatées au Portugal : biotite, feldspaths calcosodiques, feldspaths orthose, muscovite, quartz.
(7) J. de Lapparent : *Ibid.*
(8) J. de Lapparent : *Comportement minéralogique et chimique*, C. R. A. S., 1930, p. 1062.
(9) L. Goron : Thèse, 1941.

feldspaths calcosodiques, qui s'altèrent rapidement; cette remarque est à rapprocher de celle de Birot relative au Portugal.

Les observations de J. de Lapparent mettent en relief un second facteur : le climat. Tous les auteurs cités s'en sont préoccupés et lui attribuent également un rôle important, mais avec des contradictions parfois inquiétantes : F. Blondel (1) attribue les mêmes effets aux climats tempérés et tropicaux tout en insistant sur l'abondance des pluies et l'absence de gel; l'opinion de Ruellan est analogue : ils insistent tous les deux sur l'humidité. R. Perret (2) attache une grande importance à la périodicité des nappes d'eau qui imbibent des surfaces planes, facilitant une décomposition rapide en boules. P. Birot attribue la destruction de la biotite au climat méditerranéen et celle des feldspaths aux climats intertropicaux, plus humides. Cette hypothèse est partiellement confirmée par les observations de J. de Lapparent : dans le gneiss du Massif Central, décomposé avant l'oligocène (c'est-à-dire vraisemblablement en climat éocène donc à peu près subtropical) comme dans le granit décomposé maintenant en Guinée française, les feldspaths ont disparu ou sont très altérés (mais en Guinée le mica noir subsiste tandis qu'il a disparu dans le Massif Central); dans l'arène de Macenta que de Lapparent attribue à une phase antérieure au climat actuel (probablement tempéré), les feldspaths sont également très altérés, mais la biotite a disparu.

Enfin, la texture de la roche a aussi une importance d'après Rinne (3), Birot (4) et A. Michel-Lévy (5) : la roche serait d'autant plus facile à désagréger que les cristaux sont plus grands; les roches granitiques à grains fins seraient plus résistantes.

Or, composition et texture du granit sont en rapport avec son origine comme le montrent les descriptions de Goron à propos de la Barguillière ou celles de A. Michel-Lévy concernant la région d'Arleuf (6). Il apparaît ainsi que les éléments qui constituent le granit dépendent des roches pré-existantes à la montée du magma et de leur degré de digestion plus ou moins complète; donc, en somme de la tectonique et de l'avancement de l'érosion antérieurement aux venues granitiques.

Enfin, il ne faut pas négliger le rôle de certains agents d'altération ou de décomposition, soit d'origine interne : fumerolles alcalines (7), circulation d'eau à basse température qui provoque la

(1) F. Blondel : *Érosion en Indochine*, C. R. Congrès intern. géogr., Paris, 1931, p. 659.
(2) R. Perret : *Le Relief du Sahara*, Rev. g. phys. et g. dyn., 1935, p. 212.
(3) Rinne, *La Science des roches*, p. 265.
(4) Thèses et conversations, *passim*.
(5) Thèses et conversations, *passim*.
(6) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 220 et ss.
(7) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 233, signale du mica blanc dans le marbre dû à des fumerolles alcalines.

formation de paillettes de séricite... phénomènes auxquels J. Bourcart (1) attribue une action qui peut être, dans certains cas, essentielle; — soit d'origine externe : ainsi, la composition chimique de l'eau d'infiltration superficielle a évidemment une grande importance que souligne volontiers Mme Jérémine (2). La quantité de gaz carbonique contenue dans l'eau en particulier, exerce une influence capitale sur son pouvoir de désagrégation chimique, surtout en ce qui concerne les feldspaths, ainsi que l'établissent les études de P. Urbain (3) et les exposés de Vernadsky (4) et de H. Schœller (5). Le premier indique que : 1 m³ d'orthose exige 200 kilos de CO^2 pour donner du kaolin : la transformation exige un milieu riche en eau et en gaz carbonique et dégage une grande chaleur. Quant à Schœller ses études l'ont amené à conclure que : si l'on considère les régions depuis la France jusqu'à l'Equateur, c'est la Tunisie centrale qui donne la proportion la plus considérable de CO^2. Et l'on en revient ainsi à la considération fondamentale du climat. Mais il ne faut pas omettre de tenir compte, en ce qui concerne un vieux socle granitique, de l'absence ou de l'existence d'une couverture (perméabilité, présence de calcaire...) facteurs qui influencent également la puissance d'érosion de l'eau.

Est-il nécessaire de choisir entre ces influences si diverses ou bien faut-il, au contraire, avec Mme Jérémine, envisager cette décomposition comme un ensemble extrêmement complexe où, selon les circonstances, prédomine l'un ou l'autre facteur? Pour résoudre ce dilemme, une seule méthode: des expériences de laboratoire recoupées par l'observation de nombreux phénomènes naturels.

Je me suis contentée d'observer modestement, avec autant de précision que possible, les divers éléments susceptibles d'éclairer les problèmes purement morvandiaux.

4. Les observations dans le Morvan.

Elles concernent quatre ordres de phénomènes : géographiques, géologiques, tectoniques et topographiques.

Il faut d'abord remarquer que toutes les cuvettes du Morvan sont loin d'être semblables. On peut en distinguer trois types :

1° *Les cuvettes parfaites :* par exemple : celles d'Arleuf, de Brassy et de Saint-Hilaire, qui sont entourées à peu près régulièe-

(1) Conversations avec J. Bourcart.
(2) Conversations avec Mme Jérémine.
(3) P. Urbain : *L'action géo-chimique de l'eau sur les roches,* Rev. g. phys. et g. dyn., 1934, p. 333.
(4) Vernadsky : *La Géochimie,* p. 121-207.
(5) H. Schœller : *L'Influence du climat sur les eaux souterraines vadoses,* B. S. G. F., 1941, p. 267.

rement de pentes assez nettes et dont le centre est occupé par un fouillis de vallonnements dont les sommets sont à des altitudes sensiblement constantes (640 m. à Arleuf; 450 m. à Brassy...), parfois par un chicot rocheux aux formes lourdes (cote 680 m. à l'ouest de la cuvette d'Arleuf) et toujours tranché par le cours légèrement encaissé d'une ou deux rivières actuelles.

2° *Les cuvettes dissymétriques :* type Anost, Roussillon, vallée supérieure du Guignon, où s'oppose un versant en pente plus forte au pied duquel coule la rivière actuelle et un versant long montant par des croupes convexes en pente faible jusqu'au bord opposé.

3° *Les esquisses de cuvettes :* qui sont essentiellement constituées par une faible dépression encadrée de hauteurs adoucies. Le fond de la dépression est à peu près plat, il peut être ou bien un lieu de convergence hydrographique (cuvette de Fachin, des Settons, de Corancy...) ou bien drainé par une seule petite vallée (cuvette de la Boutière, au nord-est du Beuvray) ou encore sans drainage actuel (cuvette de Planchez : la rivière entaille une gorge à l'ouest du vrai fond de la dépression).

Toutes les cuvettes les plus importantes et les mieux réalisées sont orientées sensiblement est-ouest (sens de leur plus grande dimension sinon toujours du drainage actuel) et elles sont situées à l'ouest de la ligne de faîte du Haut et du Moyen-Morvan; on trouve seulement à l'est, les cuvettes dissymétriques et quelques esquisses de dépressions. Et dans les « Pays-Plats », on ne trouve aucune trace de telles formes.

Du point de vue géologique, on constate que toutes les cuvettes importantes sont installées dans les granits (Saint-Hilaire, Arleuf (1), Brassy, les Settons), les microgranits (Roussillon, Guignon supérieur, est de Montreuillon), les gneiss (la Grange, au nord de Lormes : moitié granit et moitié gneiss). Les esquisses de cuvettes se trouvent à peu près dans n'importe quelle roche (Fachin et la Boutière dans les rhyolites). Anost est la cuvette où le socle est le plus hétérogène : microgranit, rhyolites, schistes et poudingues tournaisiens en forment le fond et les parois.

L'examen des principales roches intéressées, en plaques minces (2) permet de faire plusieurs observations.

On trouve dans le fond et sur le versant septentrional de la cuvette d'Arleuf un granit gris, très original, à éléments fins; il contient de la biotite abondante, écrasée, tordue et disloquée mais assez fraîche, sauf dans les fissures où elle est plus altérée (épidote), — des feldspaths intacts avec de belles mâcles, présentant

(1) Contrairement à l'indication de la carte géol.; examen de plaques minces et d'échantillons par Mme Jérémine et A. Lanquine; cf. aussi A. Michel-Lévy : Thèse, *passim*.

(2) L'exam. de ces plaques minces a été fait suiv. l'aspect particulier des phénom. étudiés succes. ou respect. par A. Michel-Lévy, A. Lanquine et Mme Jérémine.

une disposition particulière : alternance de bandes écrasées et normales, — un peu de hornblende et du quartz. Le mica, le feldspath et le quartz sont en quantités à peu près égales; la proportion de quartz est au-dessous de la normale. La roche est parfaitement saine. A. Michel-Lévy signale le même granit dont il a étudié les variations extrêmement rapides: on le voit, tour à tour, s'enrichissant en biotite, ou en feldspaths, quelquefois en mica blanc; il est très inhomogène. Parfois, même, la roche devient schisteuse (1). Elle résulte de la digestion incomplète des schistes de la voûte anticlinale des terrains sédimentaires de l'accident hercynien qui traversait la région, du sud de Moulins-Engilbert à l'ouest d'Arnay-le-Duc, en faisant un coude à l'est de Château-Chinon (anticlinal V de A. Michel-Lévy (2)).

Une telle roche, à la fois par son manque d'homogénéité et par la forte proportion d'éléments alcalins (biotite, feldspaths, calcosodiques...) qu'elle renferme serait théoriquement susceptible d'une démolition rapide. Or, si le relief qui correspond à ses affleurements est bien une vallée maintenant, les échantillons pris dans le granit en place à la surface du sol, près du talweg, ne présentent absolument pas de traces d'altération. Est-ce parce qu'ils n'ont été dégagés que par l'érosion récente responsable de la vallée actuelle?

D'autre part, on rencontre à travers le Morvan deux formes de granit altéré : du granit *désagrégé* en voie d'arénisation et du granit *décomposé* en voie de kaolinisation : faut-il attribuer aux mêmes causes, et j'irai plus loin, à la même époque, ces deux processus à première vue totalement différents?

L'examen de deux granits profondément désagrégés et utilisés comme arène d'empierrement — car les blocs se dissocient en éléments anguleux (par libération des cristaux de quartz et de feldspaths) dès qu'on les frappe légèrement — a donné les résultats suivants :

1° Le granit de l'Huis-Gaudry (carrière au nord-ouest de Château-Chinon) est altéré sur toute l'épaisseur visible (environ 10 m.) et peut-être plus profondément. C'est une roche à très gros grains; tous les éléments qui la composent sont atteints : le mica noir ou biotite est incomplètement chloritisé et hydraté, néanmoins sur le point de perdre polychroïsme et bi-réfringence; les feldspaths sont, dans une forte proportion, albitisés et kaolinisés; le quartz, peu abondant, présente des plages à extinction roulante avec réseau de Bravais tordu, caractère typique des granits tectonisés (3); enfin, il y a eu formation de séricite sous l'influence d'une circulation d'eau à basse température.

(1) A. Michel-Lévy : Thèse, p. 220.
(2) Cf. le même phénomène signalé par L. Goron, *loc. cit.*
(3) A Michel-Lévy : *Examen microscopique.*

2° Le micro-granit du Chêne (carrière sur la rive droite de la vallée de l'Yonne, au passage de la route de Montigny-en-Morvan à Ouroux) offre la décomposition en boules la plus nette que j'aie rencontrée dans le Morvan (1). Les quartz mêmes qui sont en nombre anormalement faible, sont corrodés, les feldspaths sont fragmentés et offrent à peine encore quelques traces de mâcles de l'albite; quant au mica (biotite), il est complètement altéré; il y a eu également formation de séricite. Enfin, l'ensemble est pénétré par une poussière de fer Fe^2O^3, amenée par la circulation des eaux.

Enfin, l'examen d'arkoses, qui sont en somme des arènes silicifiées, peut également offrir des précisions intéressantes. Dans les arkoses de Saint-Brisson, de la forêt de Breuil, de Coulon, les éléments siliceux cimentent des grains de quartz roulés et corrodés, des cristaux de feldspaths très altérés, comme rongés sur les bords (présentant cependant encore la mâcle de Karlsbad) et des fragments de mica noir : grands cristaux lacérés et fréquemment rubéfiés par la limonite, mais faiblement chloritisés et, somme toute, assez frais.

La décomposition du granit et des roches granitiques passant à des argiles kaoliniques est bien observable au nord de Fachin où on pouvait reconnaître, dans une excavation au flanc de la cote 601, la texture de la roche dans une argile blanchâtre qui englobait des cailloux extrêmement durs, petits et anguleux et des agglomérations de poudre blanche s'écrasant dès qu'on les touchait. La matière pulvérulente et argileuse est constituée par du micro-granit altéré; on y voit d'énormes plages de biotite qui s'y trouve en abondance : biotite encore fraîche avec seulement quelques lamelles en voie de chloritisation; pas de quartz en gros cristaux mais quelques poussières de quartz dans la pâte; quant au feldspath, alcalin surtout, il a disparu à peu près totalement par kaolinisation. Les cailloux noirâtres renferment beaucoup de quartz cassés et triturés, quelques rares éléments feldspathiques et micacés altérés recimentés par de la silice : ce sont des fragments d'un ancien micro-granit silicifié, avec traces ferrugineuses. Faut-il y voir avec A. Lanquine, une consolidation postérieure à la décomposition? C'est vraisemblable, car Mme Jérémine admet ici la silicification postérieure de la roche granitique pré-existante.

L'examen de l'argile de l'Huis-Prunelle donne des résultats analogues, mais on n'y découvre pas les mêmes cailloux qu'à Fachin : le fond argileux, en partie crypto-cristallin, se révèle

(1) Cette forme de décomposition est liée à la présence de diaclases orthogonales dans la roche en place : cf. F. Ruellan (*La décomposit...*, C. R. Congrès internat. géogr., Paris, 1931). — E. Raguin : *Gneiss et granit du Morvan septentrional*, B. S. C. G. F., 1942, p. 57. — Mme Jérémine : *Conversations.*

au fort grossissement en majeure partie kaolinitique; on distingue quelques lamelles de biotite en partie chloritisée et des cristaux de quartz présentent les golfes de corrosion caractéristiques des rhyolites : ici on a donc une rhyolite décomposée.

Enfin, l'examen de quelques roches qui, à l'inverse des précédentes, révèlent une résistance exceptionnelle, permettra quelques comparaisons.

Le Signal de Château-Chinon est constitué par un micro-granit renfermant une quantité anormalement forte de quartz à tendance pegmatique, des feldspaths dont la moitié à peu près est altérée (albitisés); de la biotite tout à fait transformée en chlorite. Dans la pâte autour des plagioclases, la proportion est inversée : il y a beaucoup de chlorite et très peu de quartz.

D'autre part, on trouve dans la Terre-Plaine et l'Auxois, sur le flanc ou le sommet des buttes, à des altitudes telles qu'ils ont été amenés avant le creusement actuel des vallées (1), des galets ou des fragments de roches parfaitement durs et bien conservés. Ainsi, un galet de granit, mal roulé, gros comme deux poings, au Signal de Mont-Robert (308 m.) : à l'examen, il apparaît constitué par des cristaux de feldspath (albite), beaucoup de quartz, de la muscovite et un peu de biotite. Les cristaux sont fins et bien imbriqués; les éléments ne sont pas altérés.

A 380 m. sur les pentes du mont du Télégraphe, les fragments de granulite sont nombreux. La roche contient du mica blanc en beaux cristaux et un peu de mica noir, à peu près intact (une lamelle chloritisée sur l'étendue d'une plaque mince), relativement peu de feldspath (orthose, albite qui ne sont pas altérées), et une forte proportion de quartz, en énormes cristaux serrés.

Si l'on rassemble dans un tableau l'essentiel des observations précédentes, on peut esquisser quelques conclusions *(voir tableau p. 211)*.

Parmi les roches intactes : toutes sont dures, renferment (sauf celle d'Arleuf) beaucoup de quartz, une proportion moyenne de feldspath, peu de biotite; les éléments ne sont pas décomposés. A l'exception du granit d'Arleuf, tous les échantillons ont été pris sur des hauteurs ou dans des débris de transport, c'est-à-dire que ce sont des fragments de roches soumises depuis longtemps à l'érosion.

Les roches désagrégées se caractérisent par la faible quantité de quartz, l'abondance de la biotite qui est très altérée ainsi que, à un moindre degré, les feldspaths.

Les roches décomposées renferment également fort peu de quartz, une proportion variable de biotite faiblement altérée, une quantité de feldspath difficile à évaluer, car ce dernier élément est complètement transformé.

(1) *Cf.* p. 158.

CARACTÉRISTIQUES DE QUELQUES ROCHES MORVANDELLES

	Roches intactes					Désagrégées		Décomposées	
	Château-Chinon	Arleuf	Saint-Brisson	Mont Robert	Mont Télégraphe	Huis-Gaudry	Le Chêne	Fachin	Huis-Prunelle
Catégorie	M. G.	G.	M. G.	G.	Gr.	G.	M. G.	M. G.	R.
Dureté	oui	oui	oui	oui	oui	non	non	non	non
Relief	+	—	+	?	?	—	—	—	—
Grosseur des éléments	gr. f.	f.	gr. f.	f.	f.	gr.	gr. f.	gr. f.	f.
Quartz (quantité)	bcp	peu	bcp	bcp	bcp	peu	peu	peu	peu
Feldspath (quantité)	moy.	moy.	peu	moy.	peu	moy.	moy.	?	?
— altération	1/2	non	non	non	non	oui	1/2	oui	oui
Biotite (quantité)	peu	moy.	peu	peu	peu	bcp	bcp	bcp	peu
— altération	oui	non	non	non	non	oui	oui	non	1/2
Muscovite	»	»	»	oui	oui	»	»	»	»
Fe^2O^3	oui	»	»	»	»	»	oui	oui	»

Légende du tableau : M. G. micro-granit; G. granit; Gr. granulite; R. rhyolite.
— région de vallée ou de bordure de dépression.
+ sommet.
gr. f. mélange de grains grossiers et fins; f. grain fin.
gr. gros grain.
bcp. beaucoup; moy. moyen; 1/2 : à moitié (altéré).

L'importance de la finesse du granit apparaît négligeable. Au contraire, un facteur décisif semble être la proportion de quartz et, avec moins de netteté, celle de biotite. Enfin, il apparaît que c'est l'altération de la biotite qui provoque l'arénisation de la roche et celle des feldspaths qui détermine sa kaolinisation : la biotite n'est donc pas toujours le premier élément attaqué. Le fait que l'on trouve, en Bretagne, des cristaux de feldspaths mâclés, intacts, de 10 cm. de longueur dans de l'arène granitique vient appuyer ces observations.

On peut se demander quels facteurs interviennent pour provoquer dans deux roches aussi voisines à l'origine que celles du Chêne et de Fachin, par exemple, un processus d'altération différent? Cette recherche mérite qu'on s'y attache et, en attendant de la poursuivre, je ne peux que formuler une hypothèse en accord avec les observations de J. de Lapparent et P. Birot : ce serait une différence de climat qui déterminerait ces altérations diverses. En effet, les roches de Fachin et de l'Huis-Prunelle auraient été dégagées dès l'Eocène et auraient subi les atteintes d'un climat chaud et humide *(cf. p. 91 sqq);* au contraire, les roches de l'Huis-Gaudry et du Chêne, étant donné leur situation topographique et altimétrique, n'ont pas dû être soumises aux attaques des agents atmosphériques avant le Pliocène, c'est-à-dire à une époque moins chaude surtout et moins humide que les ères géologiques antérieures. Est-ce à dire que l'attaque des agents de l'érosion récente est à négliger? Non, certes! Mais, dans un pays ayant le climat actuel du Morvan, l'altération ne semble pas très rapide (1) : témoins, le granit d'Arleuf, — intact dans le fond de la vallée alors qu'il est fortement arénisé vers 540 m., sur le bord droit de la route de Château-Chinon à Arleuf et offre des traces de kaolinisation, en contre-bas de la cote 681 m., sur la rive droite de l'Yonne, — le micro-granit des basses pentes et du fond de la vallée de l'Yonne à Pannesière...

Il semble donc que l'altération profonde et importante des roches granitiques dans le Morvan soit un phénomène du passé, dû aux paléo-climats, et on pressent l'importance du rapport entre la formation des cuvettes et les étapes de l'érosion.

Les observations concernant la tectonique sont extrêmement délicates dans ce vieux matériel hercynien où manquent les repères stratigraphiques. Cependant nous avons déjà essayé de justifier le repérage des dislocations dans de telles conditions *(cf. p. 58. sqq).*

Il semble qu'il faille incontestablement attribuer à des escarpements de failles la direction et l'allure des bordures sud-ouest et sud-est de la cuvette de Saint-Hilaire (2), nord et sud-est de celle d'Arleuf, ouest de celle des Settons, nord-ouest de celle de la Bou-

(1) Cf. contre A. Boit : *Le Bassin supérieur de l'Yonne,* p. 54 et ss.
(2) Cf. opinion de P. Birot : Thèse, p. 285 et ss. et mon croquis tectonique.

tière, nord-est de celle du Guignon supérieur. Les cuvettes de Brassy, de Fachin... ne révèlent pas d'influence tectonique bien caractérisée. Inversement, celles d'Anost et de Roussillon sont essentiellement dues à des conditions particulières créées par un jeu de blocs faillés : la cuvette d'Anost s'est installée sur un bloc effondré tandis que celle de Roussillon est un aménagement par l'érosion torrentielle d'un grand bloc basculé vers le sud-est. Les directions compliquées des failles au voisinage du bassin d'Autun expliquent les formes particulières à cette région du Morvan.

Enfin, les cuvettes présentent à des degrés variables des caractères topographiques originaux et intéressants : c'est l'existence de niveaux plus ou moins étendus, dont les altitudes se correspondent par-delà les ramifications du réseau hydrographique actuel. Parfois, ces niveaux sont multiples et étagés. Quand des clairières du sommet de la cote 613, on regarde la cuvette de Brassy, on voit une ceinture boisée qui barre la vue au nord-ouest, au nord et à l'est; elle est coupée par d'étroites entailles vers le nord et par des ouvertures plus larges, apparaissant souvent comme des cols élevés (au sud de Montsauche : 565 m.), à l'est *(cf. photo 7 H. T. Pl. III)*. Au pied de ces hauteurs, une large bande de relief très sensiblement aplanie, largement étendue au sud et à l'est (520-560 m.) est rappelée à l'ouest par les collines isolées de même niveau. Enfin, sur les bords des rivières actuelles et surtout du Chalaux, des replats très nets se développent largement vers 430-480 m. La cuvette d'Arleuf, également, est caractérisée par un étagement de replats : de la cote 681, à l'est de Fachin, mieux encore que du Signal de Château-Chinon, on distingue une sorte de banquette à 680 m. au pied des hauteurs : ce premier aplanissement est accidenté lui-même par des vallées et des replats de 640 m.; ces derniers apparaissent dans la topographie avec une position et une netteté d'allures telles qu'on peut difficilement admettre qu'ils représentent seulement une dégradation du niveau supérieur. Dans la partie sud de la cuvette apparaît une vaste étendue humide (étangs et nombreux ruisseaux), à peu près plane, vers 600 m. (cf. cuvette de Fachin, analogue par ses formes, son altitude et en rapport avec un cadre de hauteurs et 670-680 m.); elle s'ouvre sur la vallée de l'Yonne par une vallée plus encaissée et en pente plus forte. Au nord, les monticules qui séparent les ruisseaux culminent à peu près régulièrement entre 520 et 550 m. Enfin, entre les ruisseaux du nord et ceux du sud, s'élève un chicot rocheux et boisé qui domine de 681 m. le cours de l'Yonne.

De même, les cuvettes d'Anost et de Roussillon possèdent trois niveaux d'aplanissement 640-680 m., 550-580 m. et 440-480 m.; celles de Saint-Hilaire et du Guignon, 3 également : 440-470 m., 360-380 m., et peut-être 320-340 m.; celle de Montreuillon : 390-400 m. et 340-350 m. Celle de Fachin, conservée exceptionnelle-

ment haute, comme celle de la Boutière, n'offre qu'une surface. La seconde est particulièrement intéressante : au centre de hauteurs nivelées à 490 m., elle étale une petite plaine assez longue et étroite à 386 m. d'altitude; or, si on remonte la branche méridionale du ruisseau on la voit, après une accélération de la pente, s'établir vers 460 m. entre des hauteurs de 534 m. qui dominent les précédentes *(cf. fig. 54 p. 202)*. J'ai eu la chance, en 1945, lors des premiers travaux entrepris dans la carrière 1 km. à l'est de Saint-Prix, de faire

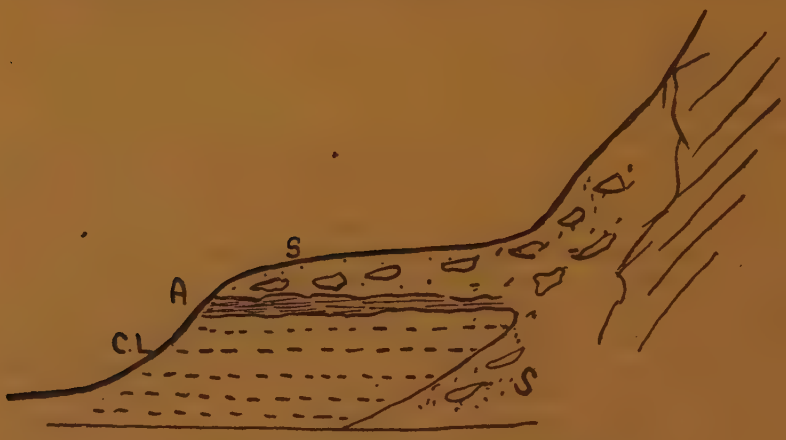


FIG. 55 : *Carrière sur la route de Saint-Prix.*
S : Solifluction; A : Argile durcie; CL : Cailloux lités.

l'observation suivante : à 5 m. au-dessus du cours actuel de la rivière, des graviers anguleux lités dans une fine terre noire, sur 60 cm. à l'extrémité et allant en s'épaississant vers l'axe de la vallée; au-dessus, une croûte d'argile grossière, très dure, jaune orange *(cf. fig. 55 p. 214)*. La roche encaissante est au sud-est un granit grossier à feldspath orthose avec diaclases orthogonales. On a donc, ici, une cuvette entaillée dans une roche, en apparence facilement décomposable qui a été creusée jusqu'à une altitude inférieure à l'altitude actuelle, puis remblayée par la suite. Sous quelles influences se sont faits ce creusement, puis ce remblaiement, il sera intéressant de l'examiner.

5. Essai d'explication des cuvettes du Morvan.

Il ressort de toutes les observations précédentes que la formation des « cuvettes » morvandelles n'est peut-être pas aussi simple qu'on l'a souvent pensé; elle fait appel à un ensemble complexe de

facteurs et, suivant la prédominance de l'un ou de l'autre, les caractères topographiques subissent des modifications.

A. — La cuvette d'Arleuf.

C'est la plus étrange, et sans doute, la plus compliquée *(cf. fig. 56-57 p. 215)*.

A la fin du Crétacé, une esquisse du bombement morvandiau

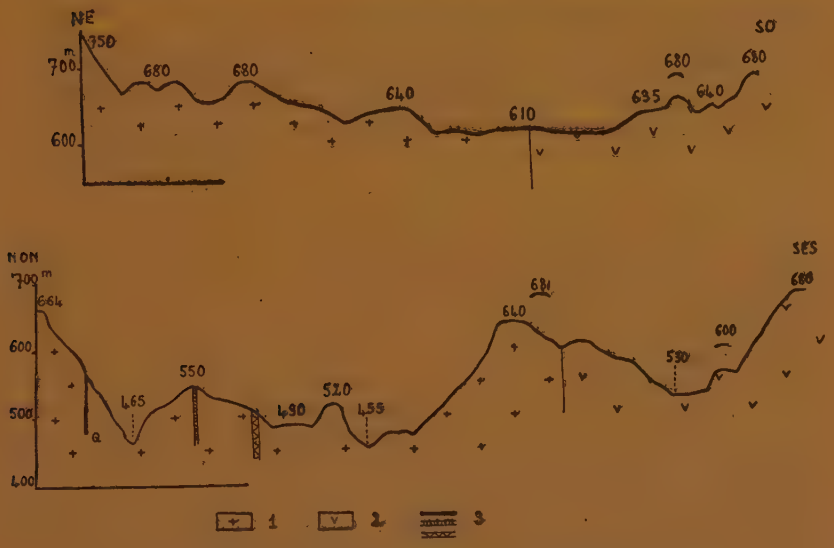


Fig. 56 et 57 : *Coupes à travers la cuvette d'Arleuf.*
1 : Microgranit; 2 : Rhyolites; 3 : Filons.
L : 1/80.000.

avait créé un glacis en pente vers l'ouest, surtout, et vers le nord (1) sur lequel se développèrent les cours d'eau éocènes *(cf. p. 165)*; celui qui venait de la région d'Anost et franchissait la dorsale actuelle du massif au nord des Paquelins, coulait ensuite vers l'ouest par le col du Château-Chinon, tandis qu'une autre rivière coulait au sud d'Arleuf par Vaucoux, et sans doute La Comme. La banquette de 680 m. est le reste de ces anciennes vallées (formes vallonnées, argiles kaoliniques ou latéritiques, situation 40 m. en contre-bas des aplanissements de 720 m. — sans doute liasique — cf. les cols et replats à 800-810 m., 40 m. au-dessous des sommets des

(1) A. Cholley *(Morphol. de la rég. parisienne)*, P. Jodot, G. Denizot, A. Boit...

blocs faillés au sud : 835-847 m.). Le niveau 650-640 m. correspond peut-être à l'enfoncement provoqué par une phase de surrection du Morvan (1). Il ne faut pas hésiter à attacher une grande importance à ces hauts replats très nets, car il est évident que les roches relativement résistantes du Morvan ont enregistré et conservé les formes beaucoup mieux que les terrains sédimentaires de la bordure.

Le niveau 600 m., très développé au sud, à peine conservé au nord et que l'on retrouve sur la rive gauche de l'Yonne à la même altitude et avec les mêmes caractères (à Fachin) est, sans doute, la trace de la première vague d'érosion postérieure à la coupure de l'Yonne et aux grandes dislocations tectoniques oligocènes (2). Son état actuel dans le sud s'explique par son développement au contact du granit et des rhyolites, où A. Michel-Lévy (3) signale de nombreux broyages qui ont dû favoriser son élargissement, et par la présence d'une masse de rhyolites métamorphisées très dures, qui barraient la vallée et ont permis la conservation des vieilles formes en freinant l'érosion régressive (le ruisseau actuel a un net changement de pente à l'ouest des Blandins). Au contraire, au nord, le niveau 600 m. a été détruit par le creusement ultérieur qui paraît s'être effectué en fonction d'un niveau de base dont l'enfoncement se fit au moins en deux étapes : 600-520 m. et 520 m.- niveau actuel.

Les points qui nécessitent une explication sont multiples. Pourquoi un cours d'eau s'établit-il primitivement en ce lieu? Quels phénomènes contribuèrent à donner et à garder à la dépression les formes que nous lui voyons? Il semble que deux faits soient primitivement essentiels : l'existence d'un granit localement inhomogène et d'un climat chaud et humide offrant les conditions nécessaires à la formation du kaolin d'après Vernadsky : l'examen des roches décomposées vers 640-680 m. confirme cette hypothèse. Après cette période de submersion intermittente, correspondant à une décomposition chimique intense, l'installation d'un drainage plus régulier provoqua la formation d'une vallée aux parois plus vigoureuses, en particulier par déblaiement d'une partie de la roche pourrie. Le détail des accidents de la bordure est dû à l'érosion différentielle : les calcaires dévoniens, au nord et les rhyolites métamorphisées, au sud, étant plus résistants que le granit,

(1) Au sud de Château-Chinon, on relève les altitudes 609 m. (anc. surf. du Lias?) 565 m. (cote correspondant au niveau 680 m.?) et 536 m. (cf. niveau 640 m.?)

(2) En effet, on retrouve également de part et d'autre de l'Yonne supérieure les niveaux 640 et 680 m. mais ils existent aussi bien sur le versant est que sur le versant ouest de l'alignement de relief de Château-Chinon : on ne peut donc les attribuer à une érosion effectuée en fonction du niveau de base unique de l'Yonne, mais plutôt à un cours d'eau est-ouest. La faille n'a que peu d'importance dans le sud (827 et 840 m.).

(3) Thèse, *passim*.

la ligne générale des bordures est influencée par la tectonique. Les failles du nord-est et du sud-est durent se dessiner avec leur valeur actuelle entre les époques des niveaux 640 et 600 m. L'affaissement du compartiment et son basculement vers l'ouest expliquent la coupure du drainage au col des Paquelins et la conservation des formes anciennes; au contraire, le compartiment situé au nord qui fut relevé et basculé vers l'est, est vigoureusement déchiqueté par les affluents de l'Yonne. L'existence d'une grande faille nord-sud, jalonnée par les roches broyées de Bost et de Vaucoux (Ouest d'Arleuf) et les escarpements à l'ouest des Joies et à la Forâtre, se traduit par des ruptures de pente sur les ruisseaux qui vont à l'Yonne, aux moulins situés au sud des Rolins, au nord, et des Mouillefers au sud.

La roche qui affleure maintenant, intacte, dans le fond de la vallée de Le Chaz, est la même qui est en voie de kaolinisation à 660 m. au sud-est de la cote 681; or, les pointements rocheux, percent des alluvions quaternaires, ils ont donc été récemment dégagés et ne présentent aucune trace d'altération.

B. — Autres exemples de cuvettes « type Arleuf ».

La cuvette de Brassy est celle qui, du point de vue de l'évolution morphologique, se rapproche le plus de celle d'Arleuf. Esquissée dès le Paléogène comme le prouvent les restes kaoliniques d'Ouroux, elle était orientée est-ouest et traversée, sans doute, par deux cours d'eau passant par Montsauche-Ruère et par Brassy-Fragny : ces restes éocènes sont actuellement à 570-590 m. d'altitude. On ne découvre pas aussi nettement qu'à Arleuf des replats étagés, car la cuvette a eu une évolution plus brutale : le centre et la partie occidentale ont certainement été occupés par des restes de terrains secondaires jusqu'au grand déblaiement miocène et, à ce moment, ils ont été profondément remaniés : une cassure nord-nord-est sud-sud-ouest, de Brassy à Ouroux, ayant ouvert la voie au Chalaux qui parcourt maintenant la dépression et y a déterminé la formation d'un cortège de niveaux de 480-420 m. de chaque côté de la vallée, niveaux qui sont à rattacher aux étapes de l'érosion pliocène *(cf. p. 131 sqq.)*.

La cuvette de Saint-Hilaire a connu, vraisemblablement une évolution comparable à celle de Brassy, mais plus compliquée. A l'Eocène, il y avait environ 150 m. de dénivellation en moins entre le « sommet du bloc » où fut creusée la cuvette d'Arleuf et celui où se dessina la dépression de Saint-Hilaire : aussi, dès cette époque, fut dégagée la bordure orientale actuelle, comme le prouvent les argiles kaoliniques de la cote 601 au pied de laquelle passait sans doute le ruisseau du nord d'Arleuf : la couronne de

vallonnements 550 m. qui entoure les sources de la rivière des Garats est la contemporaine des banquettes de 680-640 m. d'Arleuf (1).

Les fractures oligocènes bouleversèrent la région : abaissement en gradins de l'ouest du Morvan, jeu de blocs limités par des cassures orthogonales *(cf. H. T. Pl. IV)*; alors se façonna le fond de la cuvette des Garats, furent déblayés les restes de la couverture sédimentaire et apparurent avec toute leur ampleur les formes esquissées dès l'Eocène, en rapport avec la cuvette d'Arleuf : l'arénisation des granits de l'Huis-Gaudry (470 m.) est à dater de cette époque. L'approfondissement jusqu'au niveau actuel des vallées semble s'être fait récemment en deux étapes : 420-340 m. et 330 m. fond des vallées, c'est-à-dire parallèlement à celui d'Arleuf.

Ainsi, la cuvette de Saint-Hilaire apparaît comme très proche de celle d'Arleuf : même esquisse éocène — mais tandis que l'une,

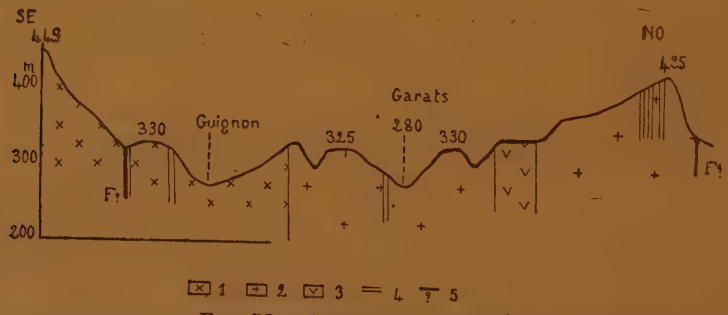


FIG. 58 : *Cuvette de Sermages.*
1 : Microgranit; 2 : Granit; 3 : Granulite; 4 : Filons; 5 : Failles supposées
L : 1/80.000.

évoluant comme un « haut lieu » enregistrait tous les contre-coups dûs aux vagues d'érosion déclanchées par les surrections successives du socle, l'autre, affaissée, conservait plus longtemps les vieilles traces de l'attaque paléogène à peine remaniée au Miocène — mêmes cassures déterminant la ligne générale des bordures, même roche facilement altérable, et fort anciennement altérée et enfin semblables attaques de l'érosion récente. Cependant, la proximité des terrains tendres et de la région affaissée du Bazois permit un creusement récent plus considérable, qui aboutit à un épanouissement de la cuvette, en rapport avec le niveau 340 m. (début du Quaternaire); enfin, le façonnement récent est contemporain du Quaternaire.

A Arleuf, au contraire, la situation au centre du massif permit

(1) Cf. A. BOIT : *Le Bassin supérieur de l'Yonne*, p. 144, émet une hypothèse analogue, mais sans préciser.

une conservation plus prolongée des traces anciennes de l'érosion.

La cuvette de Montreuillon ou plutôt de Chassy qui est son véritable centre, est moins connue : c'est cependant une réalité géographique que l'on découvre particulièrement bien des hauteurs qui dominent l'Huis Gourdin. Entourée de collines de 420 à 540 m., une série de vallonnements oscille autour de 340-390 m., coupée par le ru de l'Huis Gourdin et par l'Yonne. C'est, en somme, une seconde vallée de Saint-Hilaire; elle a dû passer par les mêmes étapes; en tout cas, à partir du Miocène, une faille la limite à l'est, la séparant du gradin d'Ouroux; la décomposition du microgranit, dans la forêt de Montreuillon comme au Chêne, est très avancée. On peut se demander pourquoi le niveau des collines bordières est, ici, assez bas : 420-440 m. exceptionnellement 460 m., sauf au sud-est où il se relève jusqu'à 490 m., et pourquoi, inversement, les vallonnements de la cuvette atteignent des altitudes si constamment supérieures à celles que l'on trouve au sud des collines. Quant à l'altitude intérieure de la cuvette, elle s'explique aisément par l'existence d'un barrage de roches dures (rhyolites injectées de quartz), nettement visible à l'ouest de Montreuillon, barrage qui a retardé la progression de l'érosion régressive *(cf. photo 10, H. T. Pl. IV)*, il n'est que d'observer au-delà des collines de Blismes, sur les bords du Languison, comme sur les rives du Veynon, le niveau redescendu à 330-340 m. dans les roches uniformément microgranitiques, pour en avoir une preuve certaine.

C. — Les cuvettes tectoniques : Anost et Roussillon.

Les deux cuvettes les plus dissymétriques du Morvan sont essentiellement des cuvettes tectoniques ainsi que nous l'avons déjà indiqué. Néanmoins, l'observation attentive du paysage permet de supposer que l'esquisse première remonte à la même époque que celle d'Arleuf. En effet, le passage d'un drainage est-ouest est à peu près prouvé au col des Paquelins; d'autre part, il existe une faille d'environ 100 m. de rejet entre les compartiments situés à l'ouest et à l'est des Paquelins, ce qui appuie à la fois l'hypothèse de l'écoulement vers l'ouest et celle du façonnement primitif éocène de ces régions. Enfin, la cuvette d'Anost, et surtout celle de Roussillon, alors qu'elles s'ouvrent assez largement vers l'ouest, sont entaillées par les gorges des rivières qui s'en échappent vers le bassin d'Autun *(cf. fig. 69, p. 220)*, la Canche et la Selle.

A la complication de la tectonique s'ajoute autour d'Anost, la complexité du matériel. On ne peut pas mettre en évidence une importance systématique de l'érosion différentielle, mais elle joue cependant un rôle certain : ainsi, la cote 739 (1 km. 5 au nord des

Paquelins), est constituée par un filon de quartz tandis qu'immédiatement au nord une profonde et nette vallée s'encaisse dans le micro-granit avant de s'épanouir dans les schistes tournaisiens; peut-être pourrait-on même parler d'une esquisse de relief appalachien? Une bande de sommets (622-589-574-621 m.) s'inscrivant dans le micro-granit entre deux bandes parallèles déprimées : l'une (541-551-534) dans les schistes et grès tournaisiens, l'autre (599 541-551) dans les rhyolites.

Depuis les dénivellations tectoniques, la cuvette a été marquée

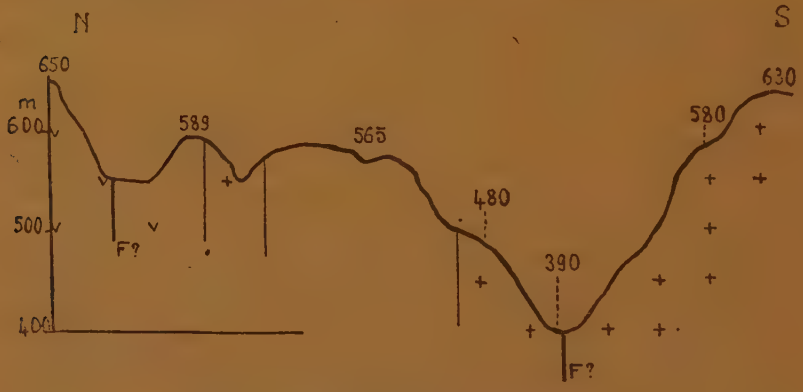


Fig. 59 : *Coupe à travers la cuvette d'Anost.*
L : 1/60.000.

par un premier creusement vers 530-550 m. (mio-Pontien?) qui a laissé d'assez vastes replats (1), un second vers 440-480 m. qui ne subsiste que sous forme de rares replats ou d'épanouissements de vallées moyennes (le sud d'Anost utilise un tel évasement), enfin par le façonnement récent de la vallée.

D. — Les esquisses de cuvettes.

Nous avons vu que les esquisses de cuvette étaient un phénomène assez général dans le Morvan. Les développements précédents nous permettent de dater certaines d'entre elles, ou, au moins, leur premier façonnement : celle des Settons est en rapport avec l'érosion éocène; celle de Fachin s'inscrirait au miocène... Nous voudrions mentionner spécialement celle de la Boutière, certainement très récente : l'allure générale de la dépression remonte à

(1) Le terme de « couloir d'érosion... » créé par R. Clozier est trop précis pour désigner ces formes inachevées, en rapport avec des vallées; cependant l'idée qu'il suggère est très juste.

l'établissement du niveau de 430-460 m. c'est-à-dire vraisemblablement au Villafranchien. Or, le fond actuel 386 m. est à peu près 6 m. en contre-bas d'un remblaiement, il y a donc eu : niveau de 430-460 m; creusement jusqu'à 38? m. puis remblaiement et nouveau creusement. Si on rapproche ceci d'observations analogues faites au nord-ouest de la Comelle, on retrouve ainsi un argument en faveur de la récente évolution du bassin d'Autun et du Morvan, en général, telle qu'elle a déjà été exposée.

* * *

Ainsi, le problème des cuvettes morvandelles apparaît un peu différent de la conception traditionnelle qu'on en avait jusqu'ici : il n'y a pas, en réalité, un seul problème, mais on peut dire que chaque cuvette pose le sien. Cependant, on découvre, dans cette diversité, certains facteurs communs : toutes les cuvettes sont dessinées dans des roches profondément altérées : soit désagrégées, soit décomposées et elles sont toutes, sauf celle de la Boutière, en rapport plus ou moins direct avec les traces d'un très ancien réseau hydrographique (sans doute éocène) à dominante est-ouest. Dès cette époque, du reste, une différence surgit : la dépression des Settons, de Brassy ou de Roussillon correspondant sans doute à une convergence hydrographique alors que celle d'Arleuf, de Fachin n'était que le résultat d'un simple passage de vallée.

Peut-on, en s'appuyant en outre sur les observations faites à propos de la décomposition des roches morvandelles, en inférer l'importance capitale des facteurs climatiques dans le façonnement primitif des cuvettes? L'action de la chaleur et de l'humidité rendant l'activité d'altération de certaines roches telle qu'elles constituent un terrain prédestiné à la formation de vallées extraordinairement développées, il suffit de l'établissement d'un drainage pour déclancher le creusement de ce matériel pourri. D'autre part, les observations de P. Birot ont établi que les versants redressés reculaient parallèlement d'eux-mêmes pendant fort longtemps dans les roches granitiques, en climat subtropical.

Ce processus du recul des versants explique l'aspect actuel du versant nord de la cuvette d'Arleuf, du versant est de celle de Brassy en particulier. Les conditions climatiques nécessaires ayant persisté pendant une assez grande partie du Tertiaire, la roche pourrissait au fur et à mesure de son déblaiement (ainsi que semblent attester les observations faites entre Arleuf, Château-Chinon et Fachin). Du reste, les mêmes phénomènes se sont étendus à la même époque hors du Morvan, comme le prouvent les observations de A. Cholley à propos de la cuvette de la Clayette qu'il date de la période d'érosion qui a précédé le dépôt des sables

« post-helvétiens » du Bourbonnais...; ou celles de Journot qui implique une date miocène pour la cuvette granitique située au nord-ouest des Maures.

Telle fut l'origine des cuvettes et c'est ce qui explique que nous n'en trouvions pas dans l'est ou le nord du Morvan, déblayés ultérieurement de leur couverture sédimentaire. Le façonnement se fit ensuite, au gré des événements tectoniques et des tracés hydrographiques : certaines, comme celle d'Arleuf, enregistrèrent successivement toutes les déformations qui atteignirent le Morvan; d'autres eurent leur évolution suspendue un moment par un brusque effondrement (Saint-Hilaire), ou retardée par un barrage de roches dures (Montreuillon, sud de la cuvette d'Arleuf), ou encore complètement bouleversée par le jeu des blocs faillés (Anost et Roussillon, voisines du centre tectonique que constitue le bassin d'Autun)...

Faut-il ajouter, pour parfaire le schéma de l'évolution, quelques touches dues à l'érosion glaciaire ou tout au moins nivale? H. Baulig (1) a observé d'après la disposition des cirques glaciaires des Rocheuses, des Vosges et de la Scandinavie que les vents d'ouest étaient, dès les époques glaciaires, les plus forts à ces latitudes : or, les grandes cuvettes du Morvan sont précisément ouvertes vers l'ouest (même Anost ou Roussillon présentent un long et haut versant vers l'est). D'autre part, les observations de L. Gachon dans les Limagnes du sud (2), de B. du Roselle dans le Forez (3) montrent les langues glaciaires descendant jusqu'à 1.000 m. et même 800 m. Mais elles venaient de 1.200 à 1.800 m.; il semble donc certain qu'il n'y a pas eu de glaciers sur le Morvan qui, malgré sa latitude, était trop bas pour permettre leur établissement et qui ne m'a livré aucune trace caractéristique d'érosion glaciaire malgré les opinions des anciens géologues (Bonneau du Martray, Collenot, Demontmérot (4)...) et conformément aux résultats obtenus par A. Boit (5). Néanmoins, le voisinage de glaciers, les caractères encore très rudes du climat actuel, l'existence de nappes de solifluction en quelques points, permettent d'attribuer aux influences périglaciaires certaines particularités du sol ou du relief : le vallonnement confus du fond des cuvettes en dehors du tracé même des vallées, l'existence de tourbières et, fréquemment d'une véritable nappe de cailloutis anguleux, gros comme des noisettes qui tapisse les pentes. Quant au redressement des parois latérales peut-être faut-il y voir non seulement le résultat du recul normal des versants granitiques dans des

(1) H. Baulig : *Sur le climat des époques glaciaires*, A. de G., 1935, p. 561.
(2) L. Gachon : Thèse, p. 47.
(3) B. du Roselle : *Recherches morphol. sur les monts du Forez*, Bull. A. G. F., 1945, p. 30.
(4) Cf. liste bibliographique.
(5) A. Boit : *Le Bassin supérieur...*, p. 156 et ss.

conditions climatiques particulières (6), mais aussi l'influence de la nivation, à une époque plus récente; ces phénomènes sont surtout nets en ce qui concerne la cuvette d'Arleuf qui aurait pu constituer pendant certaines périodes glaciaires, une véritable niche de nivation. En tout cas, cette influence n'est visiblement que secondaire et n'est responsable que de détails morphologiques très localisés et limités. Les caractères particuliers de la roche et l'influence des paléo-climats sont responsables des conditions qui permirent le façonnement général des cuvettes par le réseau hydrographique soumis aux influences tectoniques et géologiques locales.

(6) Cf. P. Birot : Thèse, p. 285 et ss.

III

LE HAUT-MORVAN

1. Évolution et nature du Haut-Morvan.

Le Haut-Morvan présente, comme nous l'avons vu (1), l'aspect d'un dôme primitif dont le sommet culmine à 902 m., au Haut-Folin, et les pentes les plus anciennes dont nous conservions les traces s'inclinent régulièrement tout autour de ce sommet, sauf au sud-est où la descente est plus rapide. Ces pentes dont les restes ne sont plus formés que par des sommets isolés plus ou

FIG. 60 : *Profil de la Canche supérieure.*
Eo : Éocène; MP : Mio-pontien.
L : 1/90.000.

moins aplanis, ont été ultérieurement profondément pénétrés par des vagues d'érosion successives, si bien que les traces de chacune d'elles ne sont plus représentées vers la périphérie que par des hauteurs séparées, de véritables « Inselberge » au sens de W. Penck, au cœur de l'ancien dôme par des vallées de plus en plus élevées quand on se rapproche du sommet, vallées dont les ruptures de pente marquent encore la complexité de l'origine (cf. profil de la vallée supérieure de la Canche : *fig. 60 p. 224)*. Nous y distinguons quatre séries de formes : la pénéplaine post-hercynienne ou surface primitive (902-840 m.), les restes infra-crétacés (820-780 m.), les restes éocènes (700-680 m.) et, enfin les restes miocènes (620-530 m.). Les différences d'altitude sont en rapport avec l'éloignement progressif du sommet vers la bordure et avec des accidents tectoniques *(cf. photos 11 et 12)*.

Quand on arrive aux restes éocènes vers l'ouest et aux restes

(1) Cf. développement, chapitre « les Surfaces » : Conclusion.

miocènes à l'est et au sud, le paysage change d'aspect : on a de véritables aplanissements éocènes à l'ouest, avec inselberge d'époque antérieure, et miocènes à l'est. Ces aplanissements sont entaillés par des vallées postérieures et sculptées sur leurs bordures de replats particulièrement développés au Pliocène, sur tout le pourtour du Haut-Morvan.

J.-P. Bakker agence les altitudes de tout autre manière et distingue neuf niveaux différents et quelques sous-niveaux entre 902 et 400 m. Il considère, en effet, des niveaux sub-horizontaux distants verticalement de 20 à 40 m. les uns des autres, ce qui l'amène à poser le problème des Piedmonttreppen à propos de ces gradins morvandiaux.

Nous avons déjà indiqué qu'il était impossible de tenir compte de dénivellations aussi faibles pour des surfaces aussi anciennes et remaniées que celles du Haut-Morvan *(cf. p. 70)*. D'autre part, l'étude des terrains qui entourent le massif *(cf. p. 38 sq)* nous a permis de déceler l'existence d'un dôme dans la région : comment admettre par exemple, que la surface infra-crétacée et même crétacée qui avait dès l'origine une forme bombée ait pu développer sur plusieurs kilomètres un aplanissement rigoureusement horizontal? Pourquoi ne pas admettre, au contraire, que la vague d'érosion qui atteignait le dôme central s'y inscrivait sous forme d'aplanissement ou de vallées légèrement en pente? Cela suppose certes que la pénéplaine n'était pas totalement réalisée, mais tous les arguments géologiques (traces cristallines dans les roches sédimentaires, formations plus néritiques quand on se rapproche du Morvan) aboutissent à la même conclusion.

Et nous avons démontré le même phénomène pour les surfaces postérieures (1).

Quant à la théorie des Piedmonttreppen émise par W. Penck, J.-P. Bakker nie qu'elle s'applique au Morvan, en s'appuyant sur les replats qui accidentent les versants de la vallée d'Arleuf et qui marqueraient, par conséquent, des arrêts dans le soulèvement.

La complexité du Haut-Morvan. — Avant de discuter cette affirmation, il nous paraît indispensable de rappeler la complexité du Haut-Morvan. L'étude de la géologie et de la tectonique de la région permet de déterminer les caractères suivants qui s'appliquent, certains à l'ensemble du massif, certains (surtout en ce qui concerne la conservation des vagues d'érosion) au seul Haut-Morvan.

L'ensemble du massif est une région de « hautes terres » qui semble avoir pris cette forme de môle cristallin dissymétrique dès le Trias : la pénéplaine post-hercynienne ayant raboté les anticlinaux sud-ouest-nord-est et les remplissages quartzeux des failles

(1) Cf. chapitre sur « les Surfaces » : Conclusion.

nord-sud indiquant une ouverture des fractures dès cette époque; de plus, l'examen des terrains liasiques et jurassiques montre l'existence d'une dorsale nord-sud plus accusée vers le sud et se prolongeant par un axe de bombement à l'emplacement de l'actuelle vallée du Serein.

Les oscillations presque continues se sont produites dans la région, prenant soit la forme d'une espèce de « respiration » et se traduisant par une pulsation des mers par rapport au socle ancien, soit la forme de légers mouvements de bascule autour de l'axe du Serein *(cf. p. 48 sqq.)*. Ces variations sont attestées par les différences entre les faciès des terrains tour à tour ou localement néritiques ou bathyaux au Secondaire; au Tertiaire, les sédiments montrent une nouvelle tendance : celle de subsidences locales, point de départ de vagues d'érosion séparées en fonction de différents niveaux de base *(cf. p. 141)*. Enfin, au Pliocène et au Quaternaire, reprend l'alternance des oscillations verticales. Parallèlement à cette « vie du socle » et la bouleversant parfois, de grands événements lointains font sentir leurs contre-coups plus violemment : ainsi au Jurassique, à la fin du Crétacé, à l'Eocène, à la fin de l'Oligocène, au Pontien correspondent successivement diverses phases des mouvements andins, pyrénéens et surtout alpins. On voit, par conséquent, par un exemple précis, que le soulèvement n'est pas constant, mais au contraire, infiniment variable et nuancé, avec des arrêts, des reprises, de brusques élans qui provoquent des cassures (comme le bombement de l'Oligocène supérieur).

Sur ce matériel, ainsi mouvant, l'érosion a travaillé : il est très vraisemblable qu'elle s'est exercée sans arrêt depuis le Primaire, sur le socle du Haut-Morvan actuel. Nous voyons : le dôme primitif post-hercynien, réduit à l'état d'inselberge; les traces infra-crétacées à peu près disparues, sans doute à cause de la longueur et de la vigueur de l'étape éocène, dont une vraie portion de surface est conservée à l'ouest et sur le Morvan pourri (c'est un exemple concret de la théorie relative à la disparition progressive des formes supérieures); puis des restes miocènes, bien développés à l'est, à l'état de replats à l'ouest; des témoins pliocènes; des vallées et des dépressions quaternaires *(cf. p. 141)*. Nous ne faisons que rappeler les observations déjà exposées dans la conclusion du chapitre sur les surfaces. La carte ci-jointe met en évidence la localisation de ces diverses formes : la pénéplaine post-hercynienne ne serait plus représentée que par la table du Haut-Folin et quelques sommets de 830 à 860 m., au centre du Haut-Morvan; mais on la retrouve vraisemblablement à quelque distance; en effet, la légère convexité originelle de cette surface, qui explique l'épaisseur croissante des terrains liasiques quand on s'éloigne du Morvan, explique également sa préservation :

les surfaces ultérieures se sont entaillées sur la couverture avant de mordre sur le socle. Enfin, des blocs ont été ultérieurement abaissés par failles. Aussi, peut-on supposer que ce sont les restes de la pénéplaine post-hercynienne que l'érosion a dégagés à 530 m., dans les bois de Bretache et de la Selle (altitude sensible-

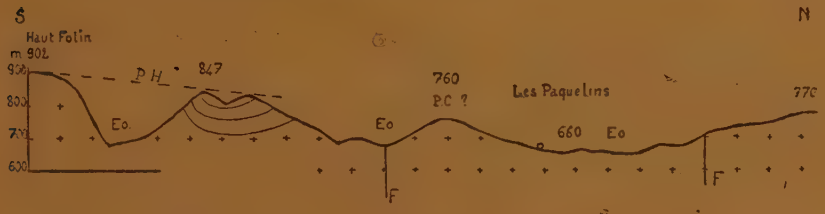


FIG. 61 : *Coupe nord-sud, à travers le Haut-Morvan.*

PH : Post-hercynien; PC : Crétacé; Eo : Eocène.

L : 1/90.000.

ment en rapport avec celle de la base du Trias sur le plateau d'Antully), à 700 m. au nord-ouest de Roussillon, à 820 m. sur la rive gauche de l'Yonne *(cf. fig. 61-62, p. 227)*.

La surface crétacée s'est réalisée certainement sur les terrains

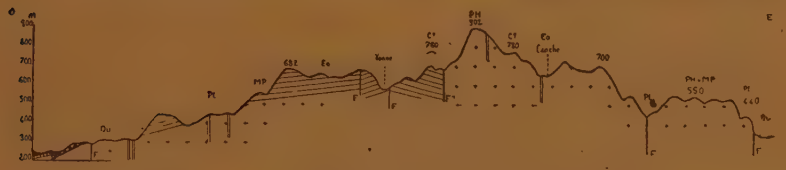


FIG. 62 : *Coupe ouest-est, à travers le Haut-Morvan.*

Même légende que fig. 61 et : MP : Mio-pontien; Pl : Pliocène.

L : 1/180.000.

sédimentaires, mais à quelle altitude a-t-elle rencontré le socle? Nous avons fait une estimation mathématique et nous avons constaté qu'autour du Haut-Folin, entre les sommets attribués à la surface post-hercynienne, on remarque une couronne assez constante d'altitudes aux environs de 780 m. : ce sont ou bien des sommets isolés de la forêt de Saint-Prix, des bois de Folin ou de la rive droite de l'Yonne, ou bien des têtes de vallées sèches ou des cols abandonnés (tous les cols autour du mont Folin sont entre 720 et 760 m.), ou encore quelques traces de replats sur les flancs des plus hauts sommets (Est du mont Folin...). La pénéplaine

post-hercynienne en est donc, dans le plus Haut-Morvan, presque réduite au stade des Inselberge (1). La surface infra-crétacée, au contraire, ne subsiste que sous forme de hautes vallées et de replats.

Avec l'attaque de l'érosion éocène, nous sortons du domaine des hypothèses pures : ces aplanissements sont bien réalisés et datés à l'ouest de l'Yonne où ils forment une vraie plate-forme qui s'abaisse du sud au nord de 680 à 640 m. et dans la cuvette d'Arleuf, où ils dessinent une banquette aux environs de 680 m.; ils pénètrent dans le cœur du Haut-Morvan par des vallées dont ils forment le fond dans la partie supérieure et sur les bords desquels ils dessinent des replats quand on s'éloigne des hauteurs : la vallée de la Canche en est un exemple typique ainsi que les hautes vallées des bois de Folin et du Grand-Montarnu. Enfin, à l'est, dans la forêt de Glaine, les sommets eux-mêmes (640-690 m.) sont les témoins de la même vague d'érosion. Les failles qui accidentèrent ultérieurement la région ne permettent qu'une reconstitution hypothétique des traces actuelles de cet aplanissement (610 m. au nord de Fachin, 590 m. aux Chaumes Contentins (cf. conclusion du chapitre sur « les Surfaces... ».

Enfin, plus récemment, l'attaque mio-pontienne a également atteint le Haut-Morvan : à l'ouest, elle ne s'est conservée que sous forme d'un mince liséré vers 550 m. en bordure de la forêt de la Gravelle; mais à l'est, les surfaces planes vers 530-550 m. sont beaucoup plus importantes, elles forment le mont Glandure, le Signal de Montaigu, les hauteurs autour de Saint-Prix et les sommets fort étendus de la forêt de la Selle et des bois de Bretache et, dans ce dernier lieu, l'allure de l'aplanissement est si parfaite que l'on peut émettre l'hypothèse de l'exhumation de la pénéplaine post-hercynienne; en effet, au nord sur les bords de la cuvette de Roussillon on voit, au contraire, les hauts blocs entaillés de replats plus ou moins vastes correspondant à la surface miocène qui, nous l'avons vu (2), semble à bout de course dans cette partie du Morvan *(cf. coupes)*. A cette phase de l'érosion, on peut rattacher le col de 555 m. entre le Beuvray et les hauteurs de Glux, certaines têtes de vallées évasées à 540 m. dans la forêt de Glaine, la section du cours de la Canche à 580 m. en amont du Saut.

Enfin, tout autour du Haut-Morvan, on retrouve les deux replats pliocènes et quaternaires de 450 et 350 m. Celui de 450 m. est particulièrement important au bord du bassin d'Autun et tout

(1) A noter l'anomalie due à des alternatives de sédimentations et d'érosions autour d'un dôme en voie de soulèvement : les parties de surface ancienne recouvertes et éloignées sont préservées et exhumées ultérieureent : c'est ici le cas de la surface post-hercynienne.

(2) Cf. p. 146.

autour des cuvettes du Guignon et de Saint-Hilaire. A cet aplanissement correspondent l'évasement des vallées d'Anost, de la Velée et les hauteurs qui dominent directement la cuvette de la Boutière; autour de la Roche-Millay et sur les rives de la Dragne, le niveau de 450 m. domine le paysage.

Ces formes se disposent à peu près sur des ellipses, le Haut-Folin étant un des foyers communs; elles sont interrompues au nord par la cuvette d'Arleuf; les trois surfaces supérieures sont brusquement abaissées à l'ouest de la vallée de l'Yonne, au nord-est des Bois de Folin... Ces anomalies correspondent à des accidents tectoniques : on a l'exemple suivant :

	Forêt d'Anost		*Bois de Patuet*
	—		—
Surface post-hercynienne. . . .	710		620
— éocène	690		590
		Faille de Moux rejet : 100 m.	

Que faut-il penser des phénomènes que nous venons de décrire? Peuvent-ils s'intégrer dans la théorie classique des Piedmonttreppen?

2. Quelques réflexions sur les « piedmonttreppen ».

Même sans adopter le groupement des altitudes de J. P. Bakker, les restes des surfaces étagées qui se retrouvent autour de la Forêt de Saint-Prix suggèrent bien, en effet, l'échelonnement caractéristique des escaliers de Piedmont, comme nous l'avons vu.

Cette morphologie peut-elle s'expliquer par la théorie, si attaquée, de W. Penck (1)? Autrement dit, un bombement initial dont le soulèvement continu va en s'accélérant et en s'étendant peut-il déterminer la formation de tels reliefs? Malgré les suggestions ingénieuses de H. Spreitzer (2) qui suppose des accélérations dans la croissance du bombement et les rectifications de A. Penck (3), qui aurait signalé que son fils attribuait soit à l'intermittence, soit au déplacement spatial du soulèvement les phénomènes de Piedmonttreppen, les critiques n'ont pas cessé de s'exprimer. Une des plus pertinentes ayant été formulée par Fr. Machatschek (4), après K. Kühte et J. P. Bakker entre autres. Machatschek montre que si des cours d'eau attaquent un bombement en voie de surrec-

(1) W. Penck : *Die morphologische Analyse*, p. 165 et ss.
(2) H. Spreitzer : *Zum problem der P.*, Mitt. Geogr. Ges. Wien, 75, 1932, p. 327.
(3) A. Penck, cité par G. Braun : *Zum Problem der P.*, Congrès d'Amsterdam, p. 125.
(4) F. Machatschek : *Zum problem...*, p. 157.

tion continuelle, l'accroissement du pouvoir d'érosion vers l'aval explique bien la formation d'un relief différencié, plus attaqué sur la bordure qu'au sommet. Mais il y a différence de style et d'altitude seulement entre le sommet et la zone bordière et non pas entre diverses parties de la zone bordière et — surtout — il n'y a pas de gradins qui limitent les différentes formes. Pour expliquer la formation de ces gradins, il faut admettre, suivant les cas, des escarpements tectoniques (c'est le cas des Monts de Franconie où A. Wurm a déterminé que la même surface était maintenant faillée et portée à des altitudes allant de 550 à 700 m.), ou des cycles d'érosion successifs en rapport avec les variations discontinues du niveau relatif d'une portion de la croûte terrestre (ainsi s'expliqueraient, sans doute les surfaces emboîtées et étagées du Limousin occidental).

Si l'argument essentiel que l'on eût évoqué contre la théorie de W. Penck est l'impossibilité d'expliquer les gradins intermédiaires entre les différentes surfaces, le seul fait d'introduire une notion de discontinuité dans le soulèvement ne lève l'objection que d'une manière toute théorique. Il faut, en effet, supposer réalisé un certain rapport entre la vitesse du soulèvement v, la durée de l'arrêt d, la puissance de l'érosion p. Et, suivant les variations relatives de ces trois phénomènes, les conditions varient à l'infini.

Remarquons tout d'abord qu'il n'est pas absolument indispensable de supposer une phase de repos complet. En effet, si la force de l'érosion équilibre juste celle du soulèvement, on a formation d'une « primärrumpfe » que nous pourrions appeler *surface initiale* (puisqu'elle se réalise sur une portion de la terre qui commence à se soulever, par opposition à la pénéplaine de W. M. Davis ou *surface terminale* qui marque l'usure totale d'un relief préexistant : Endrumpf); que momentanément la surrection l'emporte sur l'érosion, il se constitue un relief de formes convexes, interrompu par la reprise des conditions initiales. N'a-t-on pas alors une sorte de gradin qui se dessine et qui sépare deux aplanissements? Or, la condition nécessaire à la réalisation de telles formes *n'est pas forcément une accélération momentanée du soulèvement*, elle peut aussi bien être une diminution de la force de l'érosion due à des phénomènes purement *climatiques*, la vitesse de surrection restant constante comme dans la théorie de W. Penck.

Mais ce n'est pas ainsi qu'on explique généralement la formation théorique des gradins, J. C. Overbeck-Edie et Th. Raven (1) de même que Fr. Machastscheck (2) la font, au contraire, correspondre à la période de repos ou de ralentissement du soulèvement. C'est, en effet, une autre possibilité : lors du soulèvement, la rivière a tendance à suivre la pente du socle, car elle ne peut parvenir

(1) J. C. Overbeek : Amst., p. 169.
(2) Fr. Machastchek : Amst., p. 157.

à tracer son profil d'équilibre, étant donné la continuité de l'abaissement relatif du niveau de base; au contraire, en période de repos ou même de ralentissement de la surrection (1), on a formation d'un profil concave et, si l'évolution est assez poussée, de deux surfaces S et S' séparées par un gradin I.

La répétition d'un tel processus amène théoriquement la formation d'un « Stockwerklandschaft » caractéristique. Cependant, certaines conditions sont indispensables à la réalisation de ce paysage en escalier : il faut que des témoins subsistent des aplanissements successifs, c'est-à-dire essentiellement que la puissance de l'érosion p et la durée de l'arrêt soient liées par certains rapports. Supposons un arrêt X_1; la force de l'érosion est représentée par P_1 : le profil typique peut se tracer ABC. Après un nouveau bombement, un autre arrêt X_2 donnera comme profil type DEF, grâce à l'érosion P_2. Or, $P_2 > P_1$, car nous sommes en aval (l'abondance des eaux et la hauteur de descente sont plus grandes que dans le secteur amont), sauf si la vitesse de surrection a diminué, mais nous supposons qu'elle reste identique au cours du raisonnement suivant. Par conséquent, si on a : $X_2 \leqslant X_1$ on a certainement conservation du niveau supérieur et formation d'un gradin. Si : $X_2 > X_2$, c'est douteux et plus P_2 est supérieur à P_1 (2) plus la différence entre X_2 et X_1 doit être grande pour que le stade 1 ne disparaisse pas rongé par le stade 2. On peut continuer la démonstration pour une succession de stades et on s'aperçoit qu'il suffit d'avoir :

$$Xn > X_1 + X_2 + \ldots\ldots X(n\text{-}1).$$

pour que tout escalier disparaisse.

Une variante peut se présenter : soit un dôme présentant les traces d'un triple gradin de piedmont; pendant que se développe le gradin III, les gradins II et I continuent à évoluer en fonction des ruptures de pente (**1**) et (**2**) qui constituent les niveaux de base locaux; ce qui fait qu'au bout d'un temps a, le sommet du dôme sera raboté ou réduit à l'état d'inselberge, et qu'au bout d'un temps $b > a$ le gradin I disparaîtra à son tour, et ainsi de suite.

Ceci permet de voir combien est fragile un tel équilibre et comme il est délicat de chercher à reconstituer la succession des vagues d'érosion par leurs morsures autour d'un sommet, comme c'est le cas pour le Haut-Morvan.

L'explication tectonique des gradins a aussi sa valeur, comme l'a montré Machatschek, mais cet auteur indique qu'en cas de

(1) J. C. Overbeek : *Ibid.*
(2) Or, P^2 peut être accrue si la vitesse de soulèvement v est accrue, ce qui complique encore l'évolution.

gradins d'origine tectonique séparant une surface primitivement unique les vallées passent tranquillement sans rupture (ungestort) d'un compartiment à l'autre : ceci paraît inconcevable comme le prouve la moindre étude d'un ruisseau dont le cours est accidenté par une faille (ainsi le ruisseau de Chazelle, à travers la faille de Moux, ou celui de Liernais à travers la faille bordière orientale (1)).

Enfin, là aussi, il faut envisager, à côté de la simplicité théorique la complexité des faits réels. Il est à peu près prouvé qu'un bombement de quelque importance et de quelque durée, en roches massives, détermine à coup sûr une tension qui favorise la création de fractures d'accompagnement. Ainsi le bombement morvandiau qui a pris au Miocène — et, peut-être l'avait-il eu déjà, au Trias notamment, — une allure de horst à compartiments multiples. Du reste, le mécanisme de telles fractures est montré par des exemples comme celui de Saint-Bonnet-de-Joux (Saône-et-Loire) analysé par P. Russo (2), d'après la théorie formulée par H. Cloos (3), et qui met en évidence un système de fractures de réajustement dans une masse rigide, sous l'influence de poussées tangentielles (4).

Par conséquent, si la relative *continuité de l'érosion* est un facteur d'importance capitale qu'il importe de ne jamais perdre de vue, au contraire, *les processus de construction* sont — l'expérience le montre — *essentiellement discontinus*, soit qu'il y ait soulèvement intermittent soit que des dislocations tectoniques interrompent brutalement un mécanisme régulier.

* * *

La description des niveaux autour du Haut-Morvan et l'étude de leur mode de formation (érosion pendant une période de calme postérieure à un soulèvement), montrent donc un exemple typique de « gradins de Piedmont », selon les théories actuelles qui sont une adaptation de celle de W. Penck. Elles apportent à ces théories du soulèvement intermittent une preuve formelle, mais elles en montrent l'insuffisance pour expliquer la complexité des phénomènes réels. L'hypothèse pure des gradins tectoniques révèle également son insuffisance. Dans le Morvan, en particulier, ils se révèlent impropres à expliquer, à la fois, l'emboîtement des formes et la diversité des groupements d'altitude : en effet, on a, d'une part, des altitudes régulièrement décroissantes autour du Haut-Folin qui excluent toute idée de dislocation, tandis que les vallées qui séparent les sommets sont affectées, dans la même

(1) Ou alors, il faut supposer que la faille s'est faite assez lentement pour que la puissance d'érosion de la rivière antécédente l'ait fait disparaître au fur et à mesure.
(2) P. Russo : *C. R. S. S. G. F.*, 1947.
(3) H. Cloos : *Einführung in die Geologie.*
(4) Cf. aussi H. Baulig : Thèse, p. 161.

région de deux et parfois trois ruptures de pente (vallée de la Canche et prolongements). Un bombement intermittent dans des roches massives semble bien entraîner inéluctablement la formation de surfaces d'érosion étagées dues à l'action des agents extérieurs, et de gradins tectoniques, dues à la tension interne : c'est, en tout cas, le cas du Morvan méridional et oriental.

A l'est du Morvan, du reste, l'érosion récente a mis en valeur un escalier de gradins tectoniques dont les compartiments sont constitués par la surface post-hercynienne plus ou moins déblayée *(cf. coupe)*. Au nord, au contraire, aux dépens d'un dôme post-hercynien, se sont établis des gradins d'érosion qui l'entaillent mais, même là, l'action tectonique a joué un certain rôle, faillant la surface primitive et favorisant sans doute son basculement ultérieur.

Le Morvan méridional serait donc le type même d'un escalier de Piedmont dans toute sa complexité, étant entendu qu'il peut en exister de beaucoup plus simples où prédominent les influences tectoniques seules ou, à l'opposé, uniquement les gradins dus à une érosion liée à un soulèvement intermittent.

IV

LES BORDURES SÉDIMENTAIRES DU MORVAN

La description des bordures du Morvan à l'ouest comme au nord ou à l'est a fait ressortir des différences de paysages. Or, il s'agit de voir quels sont les éléments qui ont influé sur la formation de ces paysages si divers, c'est-à-dire de déterminer des *types de contact* entre massif ancien et terrains sédimentaires.

Ces types sont évidemment fonction de la disposition respective de la masse cristalline et des couches sédimentaires, de la nature des terrains en contact, mais aussi de l'érosion ultérieure, c'est-à-dire en ce qui concerne le Morvan, essentiellement de la disposition et de la puissance du réseau hydrographique.

Lorsque l'on a examiné les bordures morvandelles on a distingué deux grands types de contact : les contacts par failles à l'ouest et à l'est et les contacts par recouvrement au nord, où le socle s'enfonce en pente douce et régulière sous les terrains sédimentaires.

Parmi les bordures faillées, elles-mêmes, des sous-types différents sont à distinguer en fonction de l'affaissement relatif du socle, et ceci à cause de la dureté différente des roches (roches cristallines et calcaires résistants; terrains tendres du Permien, du Lias, du Pliocène), et aussi des conditions d'érosion; on voit deux cas possibles : la surface d'érosion a tranché les terrains tendres qui ont alors été déblayés (Bazois, bassin d'Autun), ou bien elle s'est inscrite sur les terrains durs qui ont été conservés (nord-ouest du Morvan).

Nous allons préciser quelle a été, autour du Morvan, l'évolution de ces différents types. Cette étude sera en quelque sorte la synthèse de l'ensemble des chapitres précédents et nous devrons y renvoyer pour toutes les démonstrations déjà faites.

1. La bordure occidentale.

Toute la bordure occidentale du Morvan est une bordure de type faillé, mais plusieurs aspects différents se rencontrent du sud au nord suivant l'altitude du socle à l'ouest de la grande faille bordière.

A. — Le pays de Vandenesse.

Ce pays s'étend au sud de Moulins-Engilbert et est dans la dépendance étroite de la Loire : c'est un paysage de collines boisées qui se rencontre indifféremment sur les terrains tendres de la bordure et sur les terres cristallines du socle, à l'est de la faille.

L'existence d'une région de subsidence, qui était la cuvette bourbonnaise et dont nous sommes ici à la bordure puisqu'on voit les terrains triasiques, liasiques et jurassiques de plus en plus récents s'enfoncer vers le sud à partir des horsts de Vêvres, de Saint-Saulge et de la Colancelle, a permis l'accumulation et la conservation des calcaires à phryganes, puis des dépôts mio-pliocènes autour de Cercy-la-Tour. Alors que les terrains secondaires forment une sorte de gouttière dissymétrique axée sur la vallée moyenne de l'Aron, les couches calcaires de l'Aquitanien vont en s'amincissant vers la bordure du Morvan ou vers le nord. Elles disparaissent au sud de Vandenesse et de Montigny-sur-Canne, tandis que le mio-pliocène recouvre directement d'un manteau de plus en plus mince, les calcaires jurassiques puis les terrains liasiques jusqu'au nord-ouest de Moulins-Engilbert.

La subsidence de la région s'est donc prolongée au moins pendant toute la fin du Tertiaire, elle détermina une convergence hydrographique (1), sans doute fort ancienne (pré-aquitanienne), comme le prouvent les grains de quartz des calcaires de Cercy-la-Tour. Si un aplanissement s'est esquissé dès ce moment, ainsi que A. Cholley l'a établi pour le Bourbonnais, on ne peut actuellement en retrouver les traces lointaines en l'absence de tout témoin sédimentaire. En effet, des failles ont affecté l'Aquitanien et c'est de la fin de l'Oligocène que nous avons daté le rejeu des grandes dislocations morvandelles. Après cette période de modifications tectoniques, la vague d'érosion reprit son travail et les sables pliocènes fossilisent une surface différenciée où les vallées occupaient les positions actuelles et qui s'élève assez rapidement d'ouest en est (210 m. à l'est de Cercy-la-Tour, 240 m. dans les bois de Chevannes; 300 m. à l'ouest de Saint-Honoré-les-Bains) et davantage quand on se rapproche du vieux massif.

Le matériel sableux est le résultat de la longue période d'érosion mio-pliocène, son accumulation, celui de la période de remblaiement du Saint-Prestien à laquelle est liée la capture des hautes têtes de vallées morvandelles. Cette capture, en rapport d'altitude avec le sommet actuel du remblaiement pliocène dans la région, réalisa la convergence hydrographique sur une région beaucoup plus étendue que précédemment.

(1) En rapport avec le cours de la Loire dont le déversement vers l'ouest remonterait selon G. Denizot au Miocène (Thèse, p. 544).

La prolongation de la subsidence jusqu'à une période très récente peut être démontrée si on examine l'aspect de la bordure cristalline. Dans le Morvan, on trouve des aplanissements à 320-340 m. en bordure des vallées et le long de la faille bordière. Ce niveau est peu développé au pied des hauteurs plus considérables (ainsi entre Saint-Honoré et Semelay); au contraire, il s'étale au voisinage de l'Alène où disparaissent les altitudes supérieures (rive gauche surtout) : il est donc réduit quand l'altitude du socle était telle que la vague d'érosion qui en est responsable a dû attaquer les terres cristallines, mais il est assez régulier (Est de Saint-Honoré); au contraire, quand le socle était plus bas, la vague d'érosion a réalisé un déblaiement de la surface cristalline (alentours de Luzy) ou composite (autour de Savigny-Poil-Fol).

Au nord de la vallée de l'Alène, ce niveau est très régulièrement dominé par des aplanissements de 450 m. environ, que nous avons attribués au Pliocène (Villafranchien?) puisqu'on les suit au niveau de la Roche-Millay jusque sur les bords du bassin d'Autun et qu'on les voit se continuer sur les rives de la Dragne jusque dans la forêt de la Gravelle : dans les deux cas, ce niveau est daté de la même période. Or, on cherche vainement son prolongement hors des terres cristallines. Comme d'autre part, on ne peut pas considérer qu'il s'inscrivait autrefois sur les calcaires miocènes, car il faudrait supposer que ceux-ci avaient une épaisseur considérable et qu'un déblaiement puissant a eu lieu depuis le Villafranchien (ce dont on n'a aucune trace), on est amené à envisager une nouvelle phase de subsidence récente, postérieure au moins partiellement au remblaiement Saint-Prestien et responsable de l'extension de la convergence hydrographique. La première vague de nivellement récent qui a attaqué les terrains mio-pliocènes aux environs de 320-340 m., a atteint la bordure cristalline sur laquelle elle s'est inscrite plus haut, à cause de la plus grande résistance des roches (350-370 m.) : l'escarpement de faille de Saint-Honoré a reculé de 3 km. et plus loin encore au passage des vallées, sur les rives de l'Alène et de la Dragne : cette première vague d'érosion date, comme nous l'avons vu *(cf. p. 134)*, du début du Quaternaire. Une seconde vague se développa, en fonction des vallées : si l'on n'a pas conservé d'éléments certains de la terrasse de 60 m. (sauf peut-être à la Velotte : 48 m., au nord-ouest de Bourbon-Lancy), au contraire, des cailloux roulés, agglomérés sont conservés régulièrement à 30 m. au-dessus de l'Alène, de la Dragne, de la Canne, de l'Aron, de la Cressonne, de la Loire... et on peut attribuer à cette époque le façonnement d'ensemble des basses collines (260-270 m.) que l'on trouve se rapprochant des cours d'eau *(cf. fig. 63-64 p. 237)*; elles remonteraient donc dans les grandes lignes au Chelléen, avec des remaniements locaux ultérieurs, comme il est normal dans des terrains aussi meubles

et comme le prouvent les restes des terrasses de 15 m. (bords de l'Alène, de la Loire, de la Cressonne...) et les vallées actuelles tapissées d'alluvions modernes (1).

L'évolution de cette région est donc très complexe et originale; elle a été marquée, depuis l'Oligocène au moins, par une série de vagues successives de subsidence (une pré-aquitanienne, une post Saint-Prestienne semblent, en tout cas, prouvées) qui

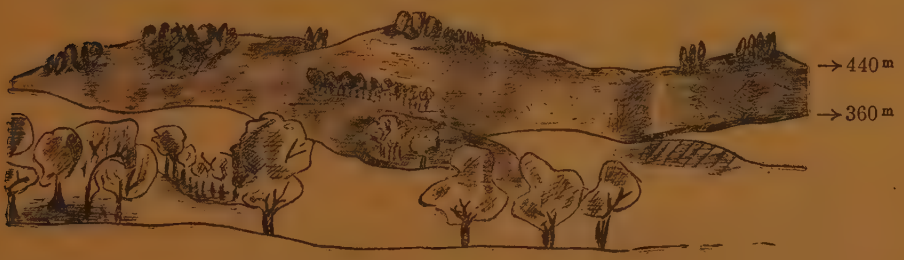


FIG. 63 : *La bordure occidentale du Morvan,* au sud de Saint-Honoré (2 replats).

FIG. 64 : *Coupe de la même bordure.* L : 1/80.000.

ont provoqué une convergence hydrographique de plus en plus étendue et qui expliquent l'allure « suspendue » des niveaux d'érosion antérieurs au Villafranchien sur la bordure cristalline.

B. — LE BAZOIS.

A l'ouest même de la partie centrale du Morvan, les bois disparaissent et font place aux prairies, les collines sont moins rondes, les vallées plus larges et quelques reliefs plus vigoureux apparaissent parmi les hauteurs de Moux aux abords du Morvan ou dans les buttes à l'est du massif de Saint-Saulge et à l'ouest de la vallée de l'Yonne à Marigny.

(1) Le modèle confus et l'incertitude des altitudes de la région s'explique non seulement par l'influence directe de l'érosion fluviale mais aussi, étant donné la faible résistance des couches considérées (terrains superficiels meubles), par le phénomène de *dégradation de contiguïté.*

Si l'on examine les rapports entre la structure et le relief, on voit qu'il faut tenir compte à la fois d'un vaste bombement nord-est-sud-ouest, dont l'axe passe aux bois de la Colancelle et à Montapas et d'une succession de horsts et de fossés allongés du nord au sud (1) : la combinaison de ces deux séries d'accidents a déterminé un quadrillage structural et les divers aspects du relief s'expliquent par ce compartimentage.

Ainsi, la conservation des terrains jurassiques qui réapparaissent au sud de Moulins-Engilbert comme au nord de Lormes est due à l'abaissement progressif des terrains de part et d'autre de l'axe des bois de la Colancelle : la base du Toarcien est à 320 m. au voisinage de la vallée de l'Yonne, à 260 m. au nord-ouest de Lormes, à 240 m. à Moulins-Engilbert. Au sud, l'érosion n'a laissé subsister qu'un mince placage de Bajocien et il n'y a pas de lignes de hauteur visibles dans la topographie, au nord, au contraire, les couches accumulées de Bajocien et de Bathonien inférieur forment un alignement de relief est-sud-est-ouest-nord-ouest ayant de 60 à 100 m. de hauteur : cet alignement est violemment attaqué par les affluents de la rive droite de l'Yonne et il en subsiste des buttes-témoins au nord-ouest d'Authien (Signal d'Authien : 318 m.); il est sensiblement perpendiculaire à la pente des couches et le plateau qu'il borde est une surface d'érosion : la pente des couches étant supérieure à celle du plateau (10 ‰ contre 2 ‰). L'alignement des hauteurs dissymétriques du sud du Mont-Vigne à l'ouest de Vignol est donc une ligne de côte, mais elle est très attaquée; l'épaisseur des couches dures est très réduite à l'ouest, où l'on a des formes de « côte à bout de course (2) » (vraisemblablement en rapport avec le niveau des plateaux de la Madeleine ou du Fourneau : éocène, remanié au mio-pontien), tandis que la cuesta est encore vigoureuse à l'est, où sont conservés les terrains bathoniens inférieurs et l'ensemble du Bajocien; d'autre part, l'Armance supérieure, qui coule à travers le revers, parallèlement au front de la cote, détermine un dédoublement de cette cote *(cf. fig. 65, p. 239)* entre Bonneçon et Rue Potin; dans la partie inférieure, elle coule parallèlement à l'Yonne avant de la rejoindre et les deux rivières ont alors un cours sensiblement conséquent, tandis que leurs affluents de rive droite sont des ruisseaux obséquents (ainsi pour l'Yonne, les rus de Moissy, de Soizy, le Néron...). Enfin, la percée de l'Yonne à Luzy est une percée conséquente car sur la rive gauche également se développe une ligne de côte : la côte de Beaulieu, qui est *(cf. p. 151)* issue d'un escarpement de faille, ce qui a laissé subsister un alignement remarquable, rompu par les entonnoirs de percée conséquente du Nornot et du Beuvron et les attaques obséquentes

(1) Cf. chapitre sur la tectonique et *H. T. Carte I.*
(2) Cf. A. Cholley : *Problèmes du Bassin...*, Inform. géogr., 1942, p. 32.

du ru des Bouilles et de ses affluents; cette côte est précédée de fausses buttes témoins d'origine tectonique (Dompierre, Challement...) *(cf. ibid)*, et se prolonge au sud par un alignement de buttes conservées dans un fossé tectonique qui borde à l'est le horst de Saint-Saulge (cote 344, Montpillard, Crux-La-Ville(. *(Cf. fig. 36, p. 148)*.

Le Bazois proprement dit s'étend dans la dépression ainsi limitée au nord et au sud. Le déblaiement de cette dépression s'est vraisemblablement effectué en fonction de l'aplanissement de 450 m. (Villafranchien à l'est du Bazois; polygénique et d'altitude moins élevée sur les plateaux bourguignons du nord-ouest et du nord) qui, tranchant les terrains sédimentaires bombés au niveau de l'axe cristallin de la Colancelle, a permis à l'érosion

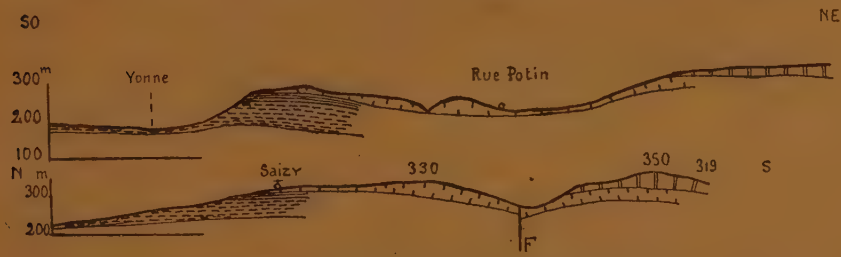


FIG. 65 : *La Côte de Saizy* (cf. légende fig. 36).
H : 1/10.000; L : 1/80.000.

de commencer l'attaque des terrains liasiques sur lesquels il s'inscrivait au passage de l'Yonne. A partir de cette région, un véritable relief de « boutonnière », s'est formé, bordé au nord par la côte, en voie de recul, de Vignol, qui provient donc d'une évolution polycyclique. On y rencontre trois types de reliefs suivant l'altitude à laquelle avaient été portés les différents compartiments. Lorsque le socle a été fortement surélevé, alors subsistent, après le déblaiement de la couverture sédimentaire, des collines granitiques élevées : c'est le cas du Morvan et du massif de Saint-Saulge. Quand le socle a peu bougé, les terrains sédimentaires ont été plus ou moins complètement enlevés en fonction généralement du niveau de 320-360 m., c'est-à-dire au début du quaternaire (1); parfois, comme au Bois-de-Grond (320 m.) le même niveau (quaternaire?) remanie des dépôts éocènes : le relief est mou avec des vallées légèrement encaissées, car elles

(1) *(Cf. p. 134)*. Le niveau est daté ici, par analogie, avec la Terre-Plaine et le bassin d'Autun; on peut, d'autre part, remarquer que ce niveau, entaillé par les terrasses de 30 m. du Trait est en contre-bas du niveau de 450 m. daté du post-pontien (peut-être Villafranchien?), et qu'il remanie à l'est de Tamnay, à 348 m. les dépôts pliocènes sur le sommet de collines du Lias supérieur.

atteignent souvent le socle cristallin (ainsi la vallée de l'Yonne à sa sortie du Morvan ou celle de l'Aron au nord de Châtillon-en-Bazois). Enfin, dans les compartiments très abaissés qui jouent le rôle de fossé, les terrains liasiques et mêmes certaines couches jurassiques ont été conservées; alors apparaît un relief structural plus vigoureux : des pentes concaves sur les bords des vallées (le Veynon à l'Huis-Griveau, l'Auxois à Veillerot...), les sommets des collines prennent des allures de plateaux...; ces phénomènes

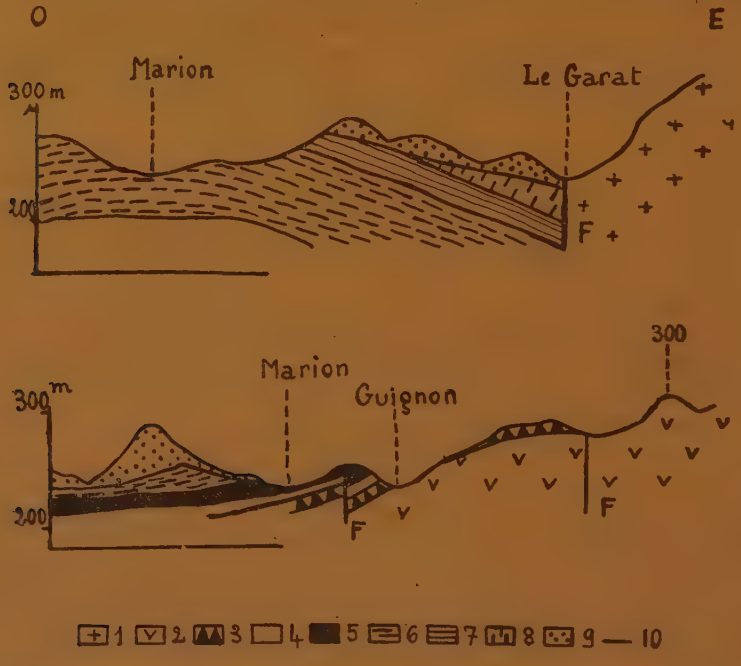


FIG. 66 : *Contact entre couches sédimentaires et masses cristallines à l'ouest du Morvan* (même légende que fig. 36 sauf 9 : Pliocène).

sont en rapport avec le banc dur du Charmouthien (calcaire à gryphées géantes), assez résistant pour former des esquisses de corniches et donner des lambeaux de surface structurale (autour de Corbigny, à l'est d'Ougny...). Il est remarquable que ces fossés tectoniques soient sur la bordure même des horsts cristallins et que, dans les deux secteurs où ils sont le plus accusés (est de Moux, nord de Saint-Saulge), les terrains soient basculés vers la masse des roches anciennes. *(Cf. fig. 66, p. 240)* : c'est une sorte de phénomène *d'opposition* auquel s'oppose le phénomène de *conformité* avec passage de la flexure à la faille comme

on le voit à l'ouest de Lormes ou au nord de Moulins-Engilbert.

Sur ce paysage ainsi modelé au début du quaternaire, les phénomènes récents ont inscrit leur marque, creusant plus profondément les terrains tendres du Lias inférieur déjà mis à nu (environs de Châtillon-en-Bazois ou à l'ouest de la Vallée de l'Yonne, à Marigny) et y imprimant les traces d'une vague d'érosion correspondant à la formation de la terrasse de 30 m. (rives de la Vallée du Trait, du Languison...), alors que les fragments de surface liée à des bancs durs étaient respectés (est de Tamnay-en-Bazois).

*
* *

La bordure occidentale du Morvan présente donc un double caractère : la formation de la dépression, de la boutonnière du Bazois est le résultat d'*une évolution polycyclique* en deux temps : le rabotage en fonction du niveau de 450 m., le déblaiement de la fin du Pliocène qui fut momentanément arrêté par le remblaiement Saint-Prestien aux alentours de 340 m-350 m. Mais, cette altitude est variable selon les conditions locales; en effet, tous les éléments du relief sont en rapport avec les *altitudes des différents blocs* et la résistance plus ou moins considérable des terrains sur lesquels se sont inscrits les niveaux d'érosion : ainsi le déblaiement du Bazois s'est arrêté la plupart du temps sur un banc dur (cristallin des bois de la Collancelle, banc calcaire du Lias moyen à l'ouest de Moux et au nord-est de Corbigny, calcaire à gryphées arquées au nord de Châtillon-en-Bazois, à l'ouest de Lormes); le déblaiement s'est limité aux compartiments moyennement surélevés : quand les blocs sont trop surélevés, il a été paralysé par l'émergence du socle cristallin (Saint-Saulge), quand les blocs sont affaissés, les terrains jurassiques, conservés, ont protégé les couches plus tendres (nord du Mont-Vigne).

2. La bordure septentrionale.

La bordure septentrionale, telle que nous la décrivons ici, s'étend depuis le nord du Mont-Vigne, à l'ouest, jusqu'au plateau du Mont-Saint-Jean, à l'est... Nous avons groupé ensemble ces différents pays car, partout, les terrains jurassiques sont conservés à une faible distance du vieux massif et forment autour de lui une corniche, plus ou moins lointaine, mais continue si on en excepte les coupures des vallées.

En réalité, cette région ainsi délimitée n'est pas homogène : elle comprend deux secteurs de type *contact faillé*, à l'ouest et à l'est, tandis qu'au nord même, le contact se fait par *recouvrement*. Nous allons voir quelles sont les conséquences de cette différence fondamentale de structure.

A. — La bordure nord-occidentale.

Au nord-ouest du Morvan, ce sont les mêmes conditions structurales qu'à l'ouest, mais l'affaissement du bloc occidental joint au plongement des terrains sédimentaires et à l'enfoncement du vieux socle vers le nord ont déterminé des conditions particulières et un phénomène inverse de celui du Bazois : en effet *(cf. p. 152)*, alors que le niveau de 450 m. s'inscrivait autour de Cervon dans les couches inférieures du Jurassique ce qui a permis un déblaiement assez facile, il tranchait, à l'ouest d'Empury, la solide assise des couches bathoniennes; et, au sud d'Avallon, le niveau des plateaux bourguignons *(cf. p. 154)* s'appuyait à l'ouest sur le Bathonien et, par l'effet de l'enfoncement plus rapide du socle cristallin vers le nord, à l'est, sur les terrains tendres du Lias. Ceci explique *l'inversion de relief* qui caractérise maintenant cette région. Le socle cristallin est à 222 m. à l'est d'Island, à 180 m. à l'ouest; primitivement le bloc est devait donc être plus élevé, mais l'érosion en a enlevé tous les terrains sédimentaires qui subsistent encore à l'ouest de la faille *(cf. fig. 67, p. 243)*. En effet, après l'effondrement des blocs occidentaux, à la fin de l'Oligocène, le niveau fort ancien (éocène remanié : *cf. p. 103*) se trouve porté environ à 330 m. à l'ouest de Vézelay, à 360 m. dans les buttes à l'ouest d'Avallon : l'aplanissement mio-pontien, qui remania semble-t-il assez peu ce niveau pré-existant, se continue vers la bordure des terres cristallines et les entailla, comme nous l'avons vu, à 430-450 m. à l'est du Mont-Vigne et à 420 m. à l'est du Cousin. Etant donné cette altitude de l'aplanissement, la pente du socle, l'inclinaison et l'épaisseur des couches, le niveau en question recoupait sur une largeur assez considérable les terrains tendres du Lias, ce qui favorisa le déblaiement ultérieur et l'érosion s'arrêta au contact du socle comme le prouvent encore les placages triasiques de la région. Là aussi c'est donc l'altitude différente des blocs qui explique la conservation des calcaires jurassiques en certains points et les caractères d'inversion de relief auxquels nous faisions allusion plus haut.

Entre le Mont-Vigne et Avallon, les plateaux calcaires collent au Morvan. Ils sont limités au sud par la côte dédoublée de Vignol et s'inclinent, en pente douce, vers le nord; ils sont formés par une surface en partie structurale, en partie d'érosion qui, réalisée déjà, sans doute, dès la fin de l'Eocène fut remaniée, ainsi que nous l'avons suggéré, au Mio-Pontien, après les déformations oligocènes *(cf. p. 104)* : cette surface recoupe successivement toutes les couches jurassiques depuis le Bajocien jusqu'au Séquanien, sauf l'Oxfordien qui n'existe pas. Ces terrains sont conservés dans une zone déprimée, limitée à l'est par les failles

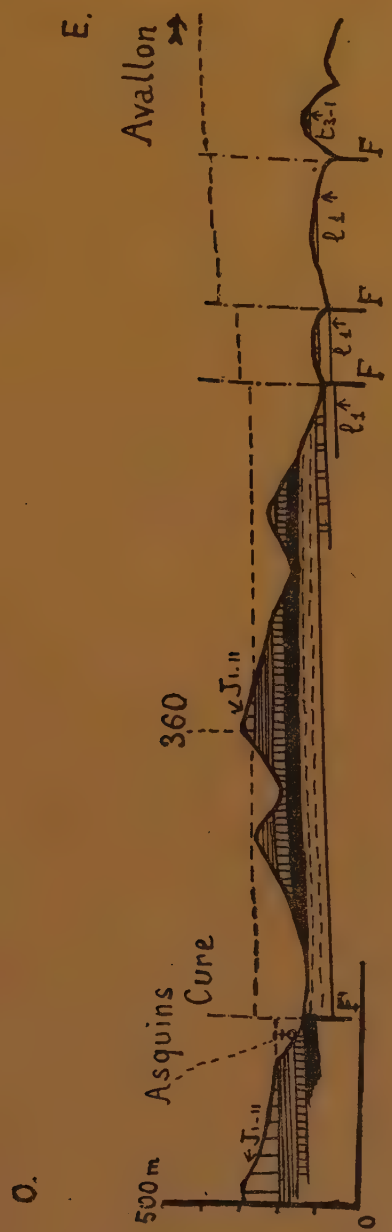


FIG. 67. — *Les buttes d'Avallon et la percée de la Cure.*
H : 1/20.000; L : 1/80.000.
- - - Base de J1-II.

de Bazoches et d'Island, et qui va en s'approfondissant rapidement vers le nord et l'ouest. Les surfaces du Bathonien supérieur et du Rauracien qui sont particulièrement résistantes forment de grandes étendues de plateaux structuraux à l'ouest de Vézelay et aux environs de Mailly-la-Ville; c'est aussi un couronnement Bathonien qui dessine une vigoureuse corniche au-dessus des buttes d'Avallon.

Les buttes sont installées sur un bloc faillé, vigoureusement basculé vers le nord-ouest et c'est dans la partie la plus affaissée que se sont conservés les plus importants placages de Bathonien, au sud de Givry. La Vallée du Cousin utilise un synclinal, peut-être faillé, qui affecte les couches secondaires *(cf. p. 180)* et se prolonge au-delà de la Cure par un accident analogue, au sud de Montillot.

C'est un accident de même nature qui explique la limite des plateaux jurassiques au-dessus du Bazois : la côte de Vignol est en rapport avec le flanc de l'anticlinal de Nuars-Soisy, conformément à la théorie que nous avons déjà suggérée *(cf. p. 62)*, après l'avoir également vérifiée à propos de la conservation des buttes de la région parisienne *(cf. H. T., Pl. I)*.

Enfin, le dernier phénomène à noter, c'est l'esquisse de dépression qui se dessine au nord de Bazoches. Etant donné les conditions tectoniques générales que nous avons déjà exposées, il faut y voir, en somme, un « second cycle » d'évolution ou une « évolution secondaire ». La première phase a abouti au déblaiement des terres cristallines et à l'inversion de relief; à ce moment l'érosion attaqua le compartiment alors mis en relief et, après avoir détruit la carapace calcaire sur une petite étendue, rencontra les terrains marneux du Lias ce qui lui permit d'activer ses effets : ce fut la seconde phase. Elle aboutit aux paysages actuels où l'on voit les croupes de Charency (230-259 m.) sculptées en rapport avec le niveau 253 m. du compartiment affaissé de Domecy-sur-Cure; l'aplanissement d'Island (260 m.) correspondre aux altitudes du socle au sud d'Avallon (245-259 m.). Mais, déjà l'enfoncement facile du ru de Bazoches remet en valeur l'escarpement de faille originel maintenant rajeuni : c'est l'annonce d'une troisième phase qui se remarque surtout à l'est de Bazoches *(cf. fig. 40, p. 154)*.

Ainsi, cette région du nord-ouest apparaît en rapport avec les mêmes phénomènes fondamentaux que celle de l'ouest : le grand responsable du relief actuel, c'est le niveau polygénique que nous avons daté de l'Eocène remanié jusqu'au Pontien. A partir de cet aplanissement, s'est instituée une évolution de détail en rapport avec les altitudes différentes des blocs et les ondulations de la couverture secondaire : on a donc, ici aussi, une évolution polycyclique.

B. — La Terre-Plaine.

La description de la région au nord du Morvan que nous avons donnée, mettait en évidence l'existence de trois parties différentes : l'Avallonnais, rétréci et coupé de buttes ou d'avant-côtes, la large percée du Serein et, à l'extrémité orientale, le vaste déblaiement en rapport avec l'Armançon et ses affluents.

Il ne faut pas, en effet, croire à un déblaiement cohérent de la dépression périphérique.

Le mode de contact est ici d'un type particulier : c'est un contact par « recouvrement » qui s'oppose aux failles des bordures occidentales et orientales. Ce recouvrement est dû à l'existence d'une ancienne pénéplaine post-hercynienne basculée vers le nord et qui a été recouverte progressivement par les terrains

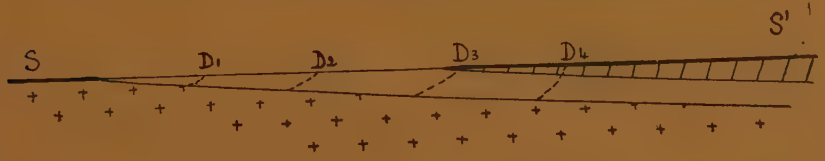


Fig. 68 : *Schéma du déblaiement de la Terre-Plaine.*
En blanc : terrains tendres; en hachuré : terrains durs.

secondaires. Les surfaces postérieures ont nivelé à plusieurs reprises, comme nous l'avons vu, ces terrains sédimentaires, mordant également sur le socle *(cf. p. 103 sqq.)* : telles furent les surfaces infra-crétacée (sans doute), et éocène. Mais, c'est en fonction de la surface mio-pontienne que s'est effectué le creusement de la Terre-Plaine : comme nous l'avons précisé à propos de la région du nord-ouest, cet aplanissement a tranché sur une assez grande largeur les terrains faiblement inclinés du Lias. Les mouvements de la fin du Pontien auxquels nous avons déjà attribués la vague d'érosion régressive qui a déterminé la série des captures du Morvan nord-occidental *(cf. p. 180)*, seraient également responsables de la phase initiale du déblaiement qui a commencé par une attaque des terrains tendres *(cf. fig. 68, p. 245)* et la première esquisse de la Terre-Plaine devait se trouver dans une position plus méridionale et à une altitude supérieure à celle qui existe actuellement.

A l'ouest, une ligne de côte est-ouest a reculé progressivement de la rive droite de la Cure actuelle (avec buttes-témoins maintenant disparues mais qui ont laissé une trace à Domecy-sur-Cure (1), à la rive droite du Cousin où on la trouve encore, en

(1) Le lambeau de Trias de Domecy est, en effet, conservé dans un compartiment affaissé entre la faille de Grand Island, à l'est, et celle de Pierre Per-

aval d'Avallon (avec buttes-témoins de Gros-Mont... encore conservées dans une position très analogue à celles de Domecy-sur-Cure) et l'évolution ultérieure se dessine déjà avec la vallée du ru de Moulin qui perce et dédouble la côte, parallèlement à la vallée moyenne de la Cure et à la vallée inférieure du Cousin; le ru de Moulin occupe maintenant, par rapport au Cousin, la position que le Cousin a dû occuper autrefois par rapport à la Cure. On voit ainsi se préciser l'évolution indiquée : déplacement vers le nord et abaissement de la dépression périphérique, en rapport avec la pente du socle et celle des terrains sédimentaires et aussi avec les accidents structuraux de cette couverture secondaire.

L'importance de ces accidents de couverture, aussi faibles soient-ils, est considérable, nous les avons déjà signalés *(cf. p. 62)* et nous voyons maintenant apparaître leur rôle. Un synclinal affecte les couches au niveau du bois de Moley : or, il se trouve dans le prolongement exact de la vallée est-ouest de la Cure : peut-être n'est-ce pas un simple hasard et faut-il penser qu'un même accident affectait les couches secondaires maintenant disparues? Ainsi la Cure primitive conséquente aurait pu s'installer sur la surface régulièrement inclinée qui avait annulé l'effet des accidents structuraux. Mais, l'existence de ce synclinal a pu favoriser le développement des affluents subséquents et déterminer la capture de la Cure supérieure lorsque les cours d'eau, en s'enfonçant, ont retrouvé les influences structurales profondes. Hypothèse fort vraisemblable quand on constate que la limite sud du bloc des buttes d'Avallon correspond à la retombée de l'anticlinal du bois de Vauxlane, la percée du Cousin au synclinal peut-être faillé de Montillot, le ru de Moulin au synclinal faillé de Lucy-le-Bois qu'il quitte au sud de Précy-le-Sec...

Ce sont les mêmes accidents structuraux qui jouent un rôle déterminant dans le tracé, la forme et la position actuelle de la côte qui limite, au nord, la Terre-Plaine.

Comment expliquer, en effet, ces brusques redans, ces buttes étrangement conservées qui prolongent certains alignements (telles les buttes de Sainte-Colombe et sa voisine au nord, la butte Morin, la cote 311...)? Par un phénomène analogue à ceux déjà signalés, au sommet de l'anticlinal Thory-cote 330, s'accroche l'alignement de la côte depuis Thory jusqu'à la butte Morin, le synclinal suivant... *(cf. p. 62)* dévié vers le sud-est est utilisé par la vallée du Serein de Guillon à l'Isle sur le Serein tandis que c'est à la remontée de l'anticlinal qui lui est parallèle qu'il faut rattacher les corniches de Blacy et de Périgny *(cf. fig. 69, p. 247)*

thuis, à l'ouest (sur la rive gauche de la Cure dont la rive droite présente encore les mêmes lambeaux de Trias), dans une position exactement analogue aux buttes d'Avallon par rapport à la vallée du Cousin et à la côte de Tharot-Annay.

(la cote 311 elle-même étant conservée presque au fond du synclinal, sans doute à la faveur d'une faille *(fig. 69, p. 247)*). A l'est du Serein, la complexité des accidents explique la dislocation de la couverture comme nous le verrons à propos de l'Auxois. Quant à l'alignement sud-ouest-nord-est de l'escarpement qui va depuis Menades jusqu'à Vassy et Sainte-Colombe, il est dirigé par un faisceau de failles parallèles qui se relaient depuis l'Est de Domecy-sur-Cure jusqu'à l'Isle-sur-Serein.

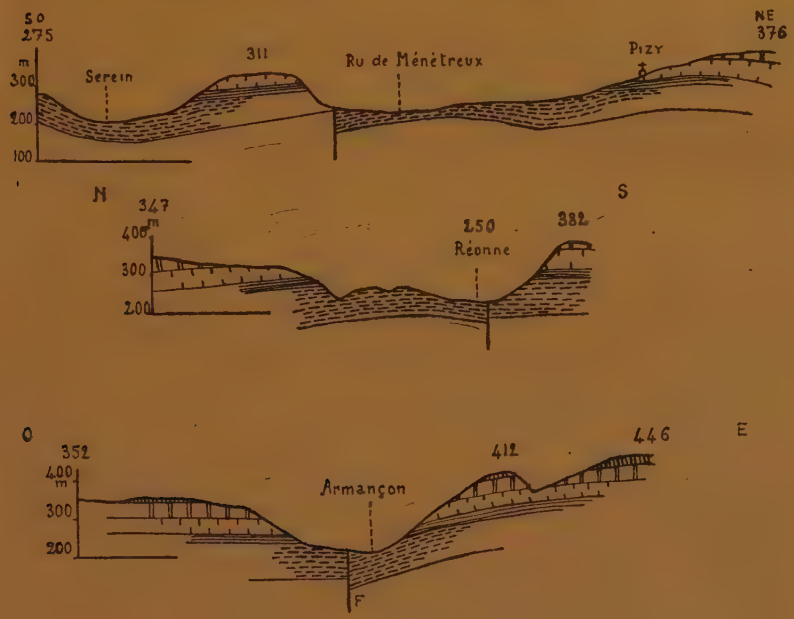


FIG. 69 : *Rivières et bordures de la Terre Plaine et de l'Auxois*
(cf. légende fig. 36).
L : 1/80.000.

Le tracé du réseau hydrographique, en rapport essentiellement avec les axes des accidents structuraux et les dislocations tectoniques, joint à la différence de nature des roches, explique les caractères particuliers de la côte qui est dédoublée à l'ouest de Lucy-le-Bois (passage du ru de Moulin et du Cousin dans deux synclinaux parallèles et à l'est de Thizy (1)), précédée de buttes-témoins (au nord-ouest d'Avallon et sur les bords de la grande

(1) La côte est dédoublée quand la pente des couches est atténuée : ainsi à l'ouest d'Avallon, le rapprochement des synclinaux crée des conditions structurales particulières; de même l'anticlinal qui longe le synclinal du Serein sur la rive droite détermine un ralentissement dans la pente des couches qui a permis le dédoublement de Thizy.

percée conséquente du Serein) et d'une avant-côte due au banc dur (calcaire à grandes gryphées) du Charmouthien à l'est d'Annay-la-Côte (1) et à l'est de Vignès. De petits ruisseaux assurent un drainage subséquent à peu près continu et conservent à la côte principale sa vigueur (rus de Bouchin, du Moulin, de Périgny...) tandis qu'ils dissèquent le revers de l'arrière-côte qui se découpe ainsi en buttes comme à l'est de Vignès ou en lanières comme à l'est d'Athie; au contraire, le front s'empâte sous les éboulis sauf au nord d'Etaule où le travail du ruisseau d'Aisy maintient un relief aux formes plus hardies.

Le sommet de la côte s'élève généralement de l'ouest à l'est : de 332 m. à Annay-la-Côte à 396 m. au télégraphe de Pizy, avec des variations locales dues aux attaques de l'érosion (abaissement sur les deux rives du Serein). On ne relève pas de variations d'altitudes en rapport avec les ondulations des couches : sur le plateau de Joux-la-Ville comme sur celui de Châtel-Gérard, la pente est régulière du sud au nord. Ceci est un argument capital, en faveur d'un développement polycyclique de la Terre-Plaine. La hauteur relative est de 140 m. à Annay-la-Côte, de 100 m. au nord de Provency, de 140 m. à Pizy. Le sommet de l'avant-côte suit sensiblement les mêmes variations : 303 m. à Etaule, 280 m. au passage du Serein, 334 m. au nord-est d'Epoisses mais la hauteur relative de l'escarpement est faible (30 à 60 m.) sauf au-dessus du ruisseau d'Aisy où elle atteint 100 m.

Les détails de la côte sont donc en rapport avec des détails de structure tandis que le tracé général est fonction des conditions de déblaiement local. Nous avons précisé que la dépression périphérique avait évolué en fonction de trois agents hydrographiques différents : à l'ouest le complexe Cure-Cousin et les lignes de cuestas successivement reculées vers le nord. Au centre, l'Argentale, ancienne tête du Serein, le Serein de Guillon et un faisceau d'affluents venant surtout de l'ouest jusqu'au Cousin supérieur *(cf. p. 180)* avant sa capture, ont déblayé une vaste percée conséquente dans les régions actuelles de Sainte-Magnance et jusqu'à une altitude supérieure à 309 m., au centre de la Terre-Plaine; au-dessous de cette altitude, la percée actuelle entre le mont Robert et la butte 311 est l'œuvre quaternaire du Serein. A l'est d'Epoisses commence le déblaiement dû à l'Armançon et nous pénétrons alors en Auxois.

Il est temps d'exposer comment s'est faite l'évolution du façonnement de la dépression périphérique actuelle. Tout d'abord,

(1) A l'est d'Annay-la-Côte, le tracé de l'avant-côte s'explique par la conservation de l'escarpement de Faix en rapport avec la retombée de l'anticlinal de Tharot et la section nord-est sud-ouest qui domine Montréal est à mettre en rapport avec la percée du Serein mais peut-être aussi le prolongement de la faille de Magny.

succédant à l'aplanissement mio-pontien, des phénomènes locaux (érosion due aux réseaux hydrographiques Cure-Cousin, Serein Armançon) déterminèrent un creusement progressif plus ou moins discontinu; les étranglements au nord d'Avallon ou de Guillon sont en rapport avec une atténuation de la pente des couches (qui a freiné le déblaiement); le rétrécissement au nord de Magny; avec une faille qui suréleva le compartiment occidental et a favorisé le déblaiement sur ce bloc des terrains sédimentaires. La phase de remblaiement Saint-Prestienne provoqua autour du Morvan un arrêt du déblaiement et l'étalement à la surface de la dépression d'un dépôt diffus de cailloutis atteignant au minimum 310 à 340 m. d'altitude *(cf. p. 136)*. Or, les observations faites au nord d'Epoisses permettent d'avancer l'hypothèse suivante : l'élargissement actuel de cette dépression serait en rapport avec la nappe de remblaiement; il se serait fait en fonction de la couche dure du calcaire à grandes gryphées (en effet, c'est la surface structurale de ce banc qui constitue encore toute la partie septentrionale de la Terre-Plaine et on trouve, en abondance les mêmes cailloutis cristallins roulés sur le sommet de l'avant-côte au nord d'Epoisses (320 m.) et sur le replat de Ménétreux-le-Haut (340 m.) jusqu'au pied de la grande côte); on peut faire la même observation sur le plateau d'Etaule et au pied de Thory; d'autre part, l'accident du profil de la Cure *(cf. p. 136)* et *(fig. 33, p. 137)* témoigne d'une assez longue période d'érosion et d'une tendance à la formation d'un aplanissement que l'on peut mettre en rapport avec l'élargissement de la Terre-Plaine.

Le creusement des vallées est postérieur et daterait donc du Quaternaire moyen puisque, entre Toutry et Vignès, des cailloutis qui semblent appartenir à une ancienne terrasse de 30 m. du Serein (Chelléen), recouvrent à 242 m. le fond de la dépression périphérique. On peut remarquer aussi, que sur les pentes de la vallée du Ruisseau de Périgny, comme autour d'Epoisses il n'y a que très peu de petits fragments cristallins, et ils sont analogues à ceux que nous avons attribués à un remaniement des éléments de la nappe de remblaiement. C'est exactement les mêmes observations que l'on peut faire au nord d'Etaule et dans la vallée du ru du Moulin.

La Terre-Plaine est donc de date très récente : déblayée depuis le Pontien, élargie après le remblaiement Saint-Prestien, façonnée dans ses détails actuels au Quaternaire moyen.

C. — L'Auxois.

Au nord-est du Morvan, au-delà d'Epoisses, la dépression change de caractère : elle n'est plus bordée par une ligne de côtes suivie mais par une série de buttes ou de plateaux isolés, très découpés,

séparés les uns des autres par de profondes et larges vallées (Brenne, Armançon, ru de Bornant,...) ou par des cols importants, non drainés (entre les buttes de Thil...). Presque tous ces plateaux sont des surfaces structurales, la pente générale des couches reste orientée vers le nord-ouest : il n'y a plus de côtes. La complexité (1) de la région est due à la juxtaposition d'ondulations nord-ouest-sud-est, conformément à la trame directrice du Bassin Parisien, qui donne des accidents ouest nord-ouest est sud-est à l'ouest du Serein, et d'ondulations nord-est-sud-ouest qui dominent à l'est, comme l'a montré E. Chaput (2). Cette juxtaposition a provoqué d'innombrables cassures de directions variées et, le plus souvent, de faible amplitude qui ont dirigé les vallées : telles sont les failles que l'examen des affleurements des couches jurassiques sur les deux rives des vallées, permet de tracer avec une grande vraisemblance failles du ru de Bornant, de Champ-d'Oiseau, des Combes, de l'Armançon (nord-ouest-sud-est de Viserny à Semur, nord-sud aux environs de Quincerot)... L'exemple de cette dernière est caractéristique : il s'agit d'une cassure de regard occidental de 50 m. de rejet au sud et qui va en s'atténuant vers le nord.

Parmi les blocs de cette structure disloquée, se sont installés les éléments d'un réseau hydrographique relativement ancien et puissant (puisqu'il s'est établi dès le début du Miocène, au moment où le horst de Longecourt n'avait pas encore été rasé par l'érosion mio-pontienne : *(cf. p. 164)* et d'autre part, les formations du Lias étant particulièrement épaisses et argileuses (140 m. au pied de Sainte-Colombe contre 80 m. à l'ouest d'Avallon depuis le socle granitique jusqu'à la base du Bajocien), le déblaiement a été important et on constate que les buttes sont conservées dans les synclinaux (buttes de Thil), et sont même, parfois, des fonds de synclinaux perchés (butte de Sainte-Colombe *(cf. fig. 70, p. 251)*, plateau de Faim-les-Moutiers...); au contraire les vallées coïncident avec des anticlinaux, souvent faillés parallèlement à leur axe ce qui explique que leur sommet ait été évidé : ainsi le ru de Bornant, la Réonne (la faille de Corsaint-Crépand dirige l'escarpement occidental de la percée de l'Armançon qui correspond à la retombée de l'anticlinal de Moutiers, éventré par la Réonne : *(cf. fig. 69, p. 247)*, la Benne à Soigny, l'Armançon de Semur à Athie.

On peut diviser la bordure morvandelle de l'Auxois, du point de vue morphologique, en trois parties : la région de Semur, largement ouverte dans les terrains liasiques par l'Armançon et ses affluents dont faisait autrefois partie le Serein supérieur, avec ses fausses vallées rajeunies qui s'encaissent dans le socle cristal-

(1) Cf. chapitre sur « la Tectonique ».
(2) Cf. *supra*, p. 62.

lin et la magnifique percée d'Athie qui semble bien dirigée par deux failles (celle de Moutiers et celle de Semur), mais présente, en outre, tous les caractères d'un entonnoir de percée conséquente. A l'est de Précy-sous-Thil, le contact entre bordure et massif ancien change totalement : tout d'abord les quatre buttes de Thil et de Fontangy dominent directement de 100 à 150 m. le vieux massif dont elles ne sont séparées que par la vallée du Serein. C'est à la faveur d'un synclinal faillé, allongé du nord au sud, entre Serein et Armançon qu'elles ont été conservées, réalisant

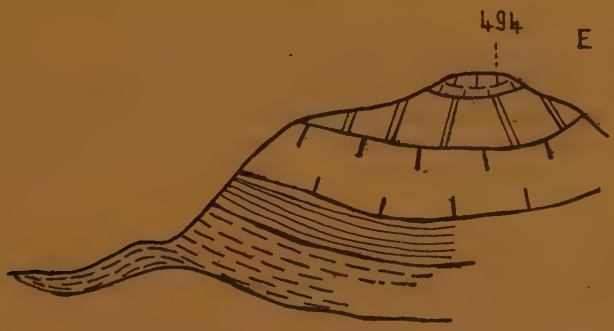


FIG. 70 : *Butte de Sainte-Colombe.*
L. : 1/50.000.

un bel exemple d'inversion de relief que double, sur la rive droite de l'Armançon, la butte de Sainte-Colombe. Au droit de la Motte-Ternant, le plateau calcaire s'écarte laissant place à la vallée supérieure du Serein épanouie dans les terrains liasiques pendant que la bordure cristalline, exhumée, domine les couches sédimentaires : cette différence d'aspect est due à l'épigénie de la vallée du Serein, à l'importance accrue de la faille bordière *(cf. p. 155)*. Quant au plateau de Mont-Saint-Jean, en l'absence de tout sondage, il est délicat de déterminer sa position : il semble bien, toutefois, qu'il soit conservé dans un compartiment affaissé entre le Morvan à l'ouest, le bloc de l'Armançon au nord-est et celui d'Arnay-le-Duc au sud-est (1); en tout cas, son bord sud, bien aligné du sud-ouest au nord-est, au-dessus d'Allerey et d'Arconcey correspond à l'escarpement de faille inversé du bois de Vêvre.

Par conséquent la bordure nord-est du Morvan est sous la dépendance étroite de la tectonique; l'importante réapparition du socle ancien à Semur montre combien est avancé le déblaiement du socle et annonce déjà l'aspect de la bordure d'Arnay-le-Duc :

(1) Cf. la conservation des plateaux calcaires du Mont-Vigne au nord-ouest du Morvan dans une situation analogue.

seuls les compartiments affaissés de Thil et de Mont-Saint-Jean conservent jusqu'au bord du massif ancien les buttes et plateaux jurassiques. C'est à peu près le contraire de ce qui se passe au nord-ouest où des plateaux compacts collent au massif.

3. Le bassin d'Autun et ses abords.

Au sud de l'Auxois, l'aspect de la bordure change totalement et offre deux paysages différents bien que le contact soit, ici encore, dû à des failles; mais les conditions locales ne sont pas uniformes et elles ne ressemblent pas à celles que l'on trouve à l'ouest ou au nord-est du Morvan.

A l'est du Trévoux, le Morvan semble presque se continuer longuement jusqu'au-delà d'Arnay-le-Duc; autour d'Autun, surtout au nord-ouest, la bordure du massif, au contraire, domine avec une vigueur exceptionnelle les plaines et collines de la cuvette autunienne.

A. — A l'est du Trévoux où nous avons déjà souligné la difficulté de tracer une limite, comme au nord ou à l'est de Saulieu, s'opposent les lambeaux de plateaux couronnés de Lias et les fausses vallées rajeunies entaillées dans le socle cristallin. Ces phénomènes, comme nous l'avons signalé *(cf. p. 116)* sont à mettre en rapport avec l'altitude du socle et l'existence d'un rabotage important lors de l'établissement de la surface mio-pontienne. En effet, le socle cristallin est à 400 m. à Arnay-le-Duc, 440 m. à Longecourt, c'est-à-dire sensiblement à la même altitude que dans le Morvan; la surface mio-pontienne passant entre 550 et 600 m. a donc tranché les couches épaisses et tendres du Lias supérieur ou même du Lias moyen qui ont été ensuite facilement déblayées après les mouvements de la fin du Pontien, sans doute au Villafranchien. Au contraire, quand les blocs découpés par les dislocations tectoniques ont été suffisamment abaissés, la surface mio-pontienne a rencontré les couches plus résistantes des calcaires jurassiques et celles-ci ont été conservées; le plateau de Mont-Saint-Jean déjà (socle probablement vers 350-360 m.) en présentait un cas typique, de même que la butte isolée de Bar (socle 380 m.), conservée, comme nous l'avons mentionné, dans un synclinal des couches liasiques *(cf. p. 62)*. Enfin, quand on s'éloigne vers l'est, on trouve à l'ouest de Bligny-sur-Ouche, le socle à 300 m. et les plateaux calcaires qui ne cessent plus jusqu'au fossé de la Saône.

Nous voyons ainsi reparaître les conditions générales qui ont guidé le déblaiement du Bazois : inégalité d'affaissement de blocs qui, en rapport avec des niveaux d'érosion et la présence de

roches de duretés différentes, explique la disparition ou la conservation des terrains liasiques et jurassiques.

L'altitude actuelle (environ 420 m.) des pays d'Arnay-le-Duc s'explique à la fois par l'altitude du socle cristallin et par celle du niveau d'érosion post-pontien. En effet, l'érosion récente a mordu plus profondément la région comme le prouvent les replats et banquettes à 350 m. autour du bassin d'Autun et l'enfoncement des vallées, mais la masse résistante des terres cristallines l'a empêchée d'abaisser l'ensemble du relief : le socle a donc une part importante dans l'altitude actuelle. Une autre influence est considérable : celle du niveau post-pontien (Villafranchien?).

FIG. 71 : *Les Plateaux à l'est du Morvan,* dans la région d'Arnay-le-Duc. H : 1/10.000; L : 1/170.000.

On trouve les sommets des plateaux, actuellement, essentiellement sur le calcaire à gryphées arquées, sur le Trias, aussi bien que sur les terres cristallines : le rôle du socle n'est donc pas absolu mais, il est déterminant. Si le relief actuel existe, il est dû à l'action de la surface mio-pontienne suivie du déblaiement post-pontien dans des terrains tendres supportés par un socle élevé mais, aussi aux « propriétés conservatrices » de ce fameux socle *(cf. p. 196)*, l'action limitée du réseau hydrographique de la fin du Pliocène et du Quaternaire n'a permis qu'une érosion latérale impuissante à détruire l'aplanissement antérieur, même quand il reposait sur des terres aussi tendres que le Lias *(cf. fig. 71, p. 253)*; la forme des hauteurs qui séparent maintenant les vallées est bien caractéristique (érosion latérale au voisinage des vallées; sommets aplanis (1)).

B. — Au sud, s'ouvre la CUVETTE AUTUNIENNE : la différence est frappante avec les autres bordures car il s'agit d'un bassin, d'une dépression en amande encerclée de toutes parts par les roches anciennes.

Comme nous l'avons vu *(cf. p. 65 ss.)*, cette cuvette est doublement dissymétrique, elle vient mourir en pente douce à l'est

(1) Ce qui montre combien il est délicat de « dater » une forme de relief on aurait, dans le cas en question : plateau Villafranchien, plaine alluviale, Quaternaire moyen, versants plio-Quaternaire.

d'Epinac, tandis qu'elle est profonde et limitée par des failles au pied du Haut-Morvan; l'altitude de la dénivellation est plus considérable au sud qu'au nord. Les terrains relativement tendres y sont empilés sur une profondeur d'environ 1.000 m. et forment un matelas entre le socle cristallin et les couches secondaires dont l'épaisseur indique qu'elles furent déposées dans des conditions normales (la cuvette avait donc été comblée avant le Trias).

L'événement qui détermina la physionomie actuelle du bassin d'Autun, c'est l'affaissement que des arguments morphologiques nous ont permis d'attribuer à la période qui précéda l'érosion mio-pontienne : donc à la fin de l'Oligocène *(cf. p. 125)*. Les dislocations de cette époque provoquèrent la convergence du drainage et, par conséquent, le déblaiement des terrains tendres qui fut favorisé également par l'épaisseur considérable de ces formations.

Ensuite, la faible résistance des roches permit un développement rapide des niveaux d'érosion qui s'inscrivirent également sur la bordure des terres cristallines (niveau de 450 m., puis de 350 m.). Seul le niveau de 350 m. se retrouve maintenant sur les collines permiennes et pliocènes situées immédiatement en bordure du Morvan et « soutenues », conservées par l'appui que leur donne la résistance des terres du vieux massif; partout ailleurs elles sont éventrées par les vallées quaternaires et leurs versants ; le niveau de 450 m. a été effacé sur les formations tendres et ne subsiste plus que sur les terres morvandelles *(cf. fig. 72, p. 256)*.

Ici, par conséquent on n'a pas trace d'inversion de relief : la zone effondrée est aussi la partie topographiquement la plus déprimée, cela est dû à l'épaisseur des terrains tendres qui explique également les collines très adoucies, les plaines et les larges vallées aux versants à peine indiqués. Les lignes directrices du relief sont sous la dépendance des dislocations : l'étoilement des vallées (cf. carte tectonique hors-texte : la faille de la Selle se prolonge à travers tout le bassin et explique la conservation du lambeau liasique de Corcelles), les collines au nord-est de Curgy (dues à des couches liasiques conservées le long de la faille de Vergoncey), le talus qui domine Autun (escarpement de faille facilement reculé dans les terrains généralement tendres du Permien et du Houiller, recouverts en discordance par les couches triasiques *(cf. fig. 73, p. 256)*, la bordure septentrionale du bassin qui est sous la dépendance d'un véritable faisceau de failles (en effet, la grande dénivellation du socle, — parallèle exactement à celle de la bordure nord du bassin du Creusot qui est jalonnée par une faille — est due à l'existence d'une grande dislocation sud-ouest-nord-est; cette cassure se double d'une série de failles parallèles, maintenant nivelées par l'érosion plio-quaternaire, mais

dont on peut suivre la trace par les lambeaux de houiller conservés parmi les roches anciennes et par l'orientation des filons de quartz du Theuvet, de Glaine (est du Haut-Folin)...; à l'est d'Igornay, la dénivellation du Trias donne l'importance de la faille bordière en cet endroit : 60 m. Les failles secondaires ont pu être nivelées car elles s'étaient produites en matériel homogène et étaient peu importantes et soumises à l'érosion vigoureuse au voisinage du bassin d'Autun; au contraire, la dislocation principale séparant deux compartiments de terrains inégalement résistants, l'érosion postérieure au niveau de 350 m. est en train de rajeunir l'escarpement, à l'est de Reclesne en particulier).

La physionomie originale du bassin d'Autun est en rapport avec les dislocations tectoniques mais surtout avec la nature particulière des terrains et les conditions de la fameuse structure amorphe que nous avons déjà décrite.

4. Le problème des bordures.

Cette étude des régions qui entourent le Morvan permet de poser — et de résoudre en ce qui concerne cette montagne — *le problème des bordures* des massifs hercyniens.

On constate que la physionomie des bordures varie en fonction de trois facteurs également importants : la différence de dureté des roches, la disposition respective de ces roches (c'est-à-dire le mode de contact : par recouvrement — importance capitale de l'inclinaison des couches sédimentaires et de la surface post-hercynienne —, ou par faille et, dans ce dernier cas, il faut tenir compte des différences d'altitude entre les blocs, enfin de la succession des phases d'érosion.

Autour du Morvan, les terrains peuvent se grouper en trois ensembles du point de vue résistance à l'érosion : masse compacte des terrains anciens, roches en majorité tendres du Lias, calcaires jurassiques généralement durs. Localement apparaissent le Trias de valeur morphologique variable suivant qu'il est constitué d'arkoses et de grès ou d'argiles bariolées, c'est-à-dire qu'il se rattache à la masse ancienne ou aux couches liasiques et, dans le bassin d'Autun, le Houiller et le Permien sur une grande épaisseur: ces deux formations étant en majorité tendres de même que le Pliocène qui les recouvre et ensevelit également les terrains des abords de Vandenesse (1).

De la position respective de ces divers terrains et de la manière

(1) Il faut évidemment tenir compte pour une étude de détail des conditions locales : variation de faciès, d'épaisseur (les terrains liasiques sont plus épais dans l'Auxois, les terrains jurassiques sont essentiellement marneux entre Loire et Morvan).

dont ils ont été tranchés par les niveaux d'érosion dépendent les formes topographiques des bordures.

I. — Si on examine le cas des *contacts par failles*, on trouve les types suivants :

A. — La faille a permis une dénivellation relative des deux blocs telle qu'un niveau d'érosion a pu trancher les terres cris-

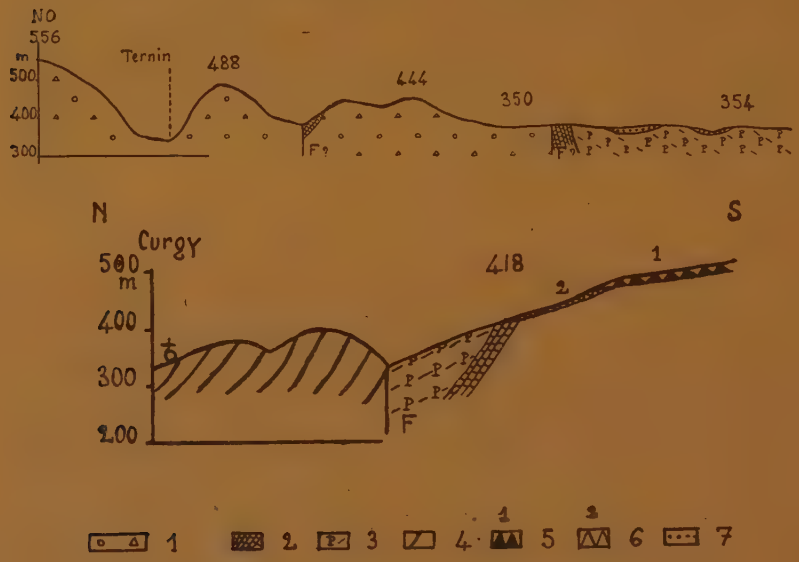


Fig. 72 et 73 : *Bordures du Bassin d'Autun.*
1 : Rhyolites; 2 : Houiller; 3 : Permien ancien; 4 : Permien récent; 5 : Trias en place; 6 : Trias descendu par glissement; 7 : Pliocène.
Fig. 72 : L : 1/80.000. Fig. 73 : L : 1/50.000.

tallines et les calcaires jurassiques, c'est-à-dire deux blocs à peu près également résistants : c'est le cas le plus simple, il est réalisé au Mont-Vigne où les mêmes résidus se retrouvent sur le sommet calcaire et sur la colline cristalline.

B. — Etant donné deux blocs dénivelés par faille, le même niveau s'est inscrit sur les roches anciennes résistantes du Morvan et dans les terrains liasiques tendres de la bordure : dans ce cas, les terrains tendres ont été déblayés soit partiellement si l'érosion n'était pas très violente et si un banc résistant l'a ralentie ou même stoppée (les bancs de calcaire intercalés dans les marnes liasiques sont de dureté et d'épaisseur très variable ce qui explique les différences locales : ainsi dans le Bazois), soit presque totalement quand ce déblaiement s'est fait en fonction

d'un niveau d'érosion dont l'altitude a coïncidé avec certaines parties soulevées du socle : bois de Colancelle (niveau du début du Quaternaire), abords d'Arnay-le-Duc (niveau Villafranchien (1)).

C. — La réciproque du type précédent se rencontre au sud d'Avallon : là, le même niveau a tranché les calcaires jurassiques et la couverture liasique tendre du vieux massif. Le déblaiement s'est donc effectué dans l'ancien compartiment soulevé et la bordure présente maintenant un phénomène frappant d'inversion de relief (sud-ouest d'Avallon, ouest de Précy-sous-Thil, Bar-le-Régulier).

D. — Si les failles ont servi de limites, dès l'origine, à deux formations : l'une résistante, élevée et l'autre tendre, affaissée, comme c'est le cas sur les bordures septentrionales et méridionales du Bassin d'Autun — on voit se former un relief en escalier avec nivellement et rajeunissement successifs et périodiques de l'escarpement initial : processus qui aboutit, en définitive, à un accroissement de la dénivellation absolue entre le sommet à peu près conservé du compartiment soulevé et la surface de plus en plus abaissée des terrains tendres en voie de déblaiement.

Il faut encore tenir compte, dans le cas d'une structure faillée, du jeu des blocs qui permet aux compartiments affaissés de conserver leur couverture protectrice de calcaire jurassique et d'apparaître ainsi sous forme de buttes ou de lambeaux de plateaux parmi les roches tendres éventrées (buttes au nord-est du massif de Saint-Saulge, plateau de Mont-Saint-Jean).

II. — Quand il y a recouvrement régulier d'un socle en pente douce par les couches sédimentaires, celles-ci affectent nécessairement, à l'origine, une structure concordante et inclinée. Si les mouvements postérieurs ne dérangent que faiblement cette structure, comme nous le voyons au nord et au nord-ouest du Morvan, le réseau primitivement conséquent, peut devenir partiellement subséquent par suite de captures qui adaptent le drainage aux conditions structurales profondes : (cas vraisemblables du Chalaux et de la Cure); alors, le développement d'un relief de côtes, de plus en plus éloignées du sommet, aboutit à la formation d'une dépression périphérique. Celle qui s'étend au nord du Morvan, doit ses caractères particulièrement typiques à deux phénomènes originaux : le remblaiement qui a permis un élargissement de la dépression et la mise en valeur des moindres couches résistantes (d'où l'avant-côte); l'existence d'accidents structuraux (plissements légers) et tectoniques (failles) qui expliquent le tracé

(1) Dans ce cas particulier, la présence du socle a paralysé l'évolution ultérieure de la zone de bordure : ainsi, autour d'Arnay-le-duc, on en est resté au niveau 450 m. alors que le bassin d'Autun a enregistré les effets d'une évolution ultérieure très active.

actuel du front de côte (redans, percées, dédoublement de Nuars, de la percée du Cousin, de Thory).

C'est une dépression de même type, mais beaucoup plus ample et plus complexe que l'on trouve au sud-ouest des Vosges, au sud de l'Ardenne.

Conclusion

LE MORVAN, TYPE DE MASSIF ANCIEN

Au cours de cette étude un certain nombre de caractères ont été établis dont quelques-uns, nous l'avons souligné, n'appartiennent pas seulement au Morvan, mais se retrouvent dans d'autres vieux massifs.

L'objet de cette brève conclusion est double : rappeler l'essentiel des caractères que nous avons dégagés à propos du Morvan et essayer, ensuite, de classer ce Morvan parmi les types de massifs anciens.

Tout d'abord, le Morvan nous apparaît comme une très vieille masse de terres cristallines, soulevée depuis une époque fort ancienne, au moins depuis la période post-hercynienne.

Ce vieux môle cristallin a été à peu près sans cesse en mouvement; il a subi une sorte de pulsation continue qui s'est poursuivie depuis le Primaire (Frasnien), jusqu'à la fin du Crétacé et peut-être même encore plus récemment; d'autre part, il a été bouleversé à plusieurs reprises plus ou moins complètement : plissé à l'époque hercynienne (Westphalien), très violemment et plus légèrement au Permien supérieur et au Trias inférieur, basculé au Bathonien (formation d'une cuvette au nord-ouest), affecté peut-être par les mouvements andins qui ont laissé des traces dans la couverture jurassique de la bordure. A partir de ce moment, le Morvan et ses abords apparaissent soumis aux vicissitudes désignées sous le nom de « mouvements saxoniens », mouvements contemporains du Crétacé (anté-Albien et Crétacé supérieur), bombement de l'Eocène moyen, phase paroxysmale de l'Oligocène supérieur (caractérisée par les grandes dislocations nord-sud), répliques de la fin du Pontien et peut-être certains rajustements post-pliocènes.

Il est à remarquer que ces mouvements, analogues à ceux qui ont affecté la plupart des massifs hercyniens de l'Europe moyenne, sont en rapport avec les plissements pyrénéens et les phases alpines.

Quelles ont été les conséquences de l'existence de ce môle cristallin? En premier lieu, une influence sur les terrains, c'est-à-dire sur leurs variations d'épaisseur ou de faciès. On constate

que l'épaisseur des terrains triasiques, liasiques et jurassiques augmente au fur et à mesure qu'on s'éloigne du massif, surtout pour les couches du Trias et du Lias inférieur; l'axe du Morvan qui se continue par une bosse du socle sous l'actuelle vallée du Serein, au nord de la Terre-Plaine, est remarquable par la faible épaisseur des couches en cet endroit; enfin, les terrains crétacés eux aussi semblent bien avoir été gênés dans leur dépôt, tout au moins avant l'Albien, par un vaste dôme morvandiau et péri-morvandiau. A ce propos, se pose la question du recouvrement total du Morvan par les terrains secondaires : l'étude détaillée des formes du relief et de l'aspect des terrains autour du Morvan nous a incité à conclure à la persistance d'une région émergée, vraisemblablement sur l'emplacement actuel du Haut-Morvan.

On voit tout de suite l'importance d'une telle masse cristalline fréquemment bouleversée et, qui plus est, partiellement émergée en permanence, pour l'enregistrement et la conservation des traces d'érosion. C'est ainsi que j'ai été amenée à discuter deux problèmes importants : la vraisemblance de la notion de pénéplaine et la question des Piedmonttreppen.

L'analyse morphologique, l'examen microscopique et chimique d'un certain nombre de roches altérées et de débris trouvés à la surface du Morvan et de sa bordure ont permis de repérer les surfaces et niveaux suivants : la pénéplaine post-hercynienne (pré-triasique, pré-liasique ou liasique suivant les lieux; fossilisée, déformée, partiellement exhumée et remaniée), la surface crétacée (témoins, beaucoup plus douteux, supposés dans la partie centrale du Morvan), les aplanissements éocènes, la surface mio-pontienne, les replats et banquettes post-pontiens (villafranchiens?), Quaternaires (début du Quaternaire, succédant au remblaiement Saint-Prestien), terrasses quaternaires (60 m. intergladiaire Günz-Mindel, 30 m. Chelléen, 15 m. Acheuléen, les deux dernières seraient de l'interglaciaire Mindel-Riss).

A la pénéplaine post-hercynienne nous avons rattaché les hauts sommets morvandiaux malgré les opinions anciennes sur la question; c'est à l'érosion éocène que nous attribuons l'espèce de plate-forme sur laquelle se détachent les lourds sommets du Morvan pourri, les têtes de vallées qui découpent le Haut-Morvan, la banquette de 680 m. autour de la cuvette d'Arleuf, les aplanissements de Fachin... Quant à la surface mio-pontienne postérieure aux grands accidents oligocènes, elle est responsable du déblaiement de la pénéplaine post-hercynienne fossilisée à l'est de la faille de Moux, des aplanissements de 530 m. sur les bords du bassin d'Autun, du nivellement des plateaux jurassiques de la Côte d'Or (500 à 600 m.), du nord de la Terre-Plaine (400 m.) avec correspondance sur les terres cristallines du nord du Morvan; à l'ouest, son rôle est beaucoup plus effacé.

Le soulèvement plus violent de la partie sud-est du Morvan qui a évolué en liaison avec le fossé de la Saône — tandis que le nord-ouest se rattacherait plutôt au Bassin Parisien et le sud-ouest à la cuvette bourbonnaise, donc au Massif Central, — explique le développement du niveau post-pontien de 450 m. autour d'Arnay-le-Duc, sur les bords du bassin d'Autun, sur les rives du Ternin, autour du Haut-Morvan, surtout au sud, tandis que ce niveau se confond au nord-ouest avec les aplanissements mio-pontiens. L'érosion quaternaire s'est seulement marquée, postérieurement au remblaiement, le long des vallées ou dans les terrains tendres des bordures, spécialement dans le Bazois et le bassin d'Autun.

Ce rapide résumé, mais surtout l'exposé détaillé antérieur, met en relief la diversité de l'évolution des différents secteurs du Morvan : c'est en effet une des originalités de cette pointe avancée du Massif Central dans la bordure du Bassin Parisien, d'être à la limite des influences de trois vagues d'érosion en rapport avec trois systèmes tectoniques : vastes mouvements d'ensemble du nord-ouest, cuvette de subsidence du sud-ouest, dislocations brutales du secteur rhodanien.

Cette masse de terrains anciens a, en outre, déterminé un certain nombre de formes spéciales. C'est ainsi que l'adaptation étroite du réseau hydrographique aux dislocations tectoniques est une conséquence de la résistance relative des roches et surtout de leur structure massive : ces deux facteurs expliquent la jeunesse permanente de l'influence des failles. Cette influence est générale non seulement sur l'ensemble du Massif mais aussi parmi les blocs de la bordure, lorsque la couverture est peu épaisse, notamment dans la région d'Arnay-le-Duc. Le réseau hydrographique présente, du reste, trois secteurs en rapport avec les trois régions d'évolution différente du Massif : au nord, des rivières primitivement conséquentes, adaptées à une structure de couches inclinées alternativement dures et tendres en profondeur, et enfin, surimposées dans le massif cristallin; au sud-est, un drainage étroitement lié aux dislocations autuniennes; au sud-ouest, des captures en rapport avec la subsidence bourbonnaise.

Mais la présence des roches cristallines explique également les formes particulières de certaines vallées : les ouches tapissées d'arènes et les cuvettes largement évasées dans une roche profondément altérée, probablement en climat tropical humide, et creusées ensuite au rythme des cycles successifs : évolution complexe, commencée pour certaines d'entre elles (Arleuf) dès l'Eocène.

Enfin, le môle cristallin, depuis les grandes dislocations oligocènes, a pris une forme particulière — limité à l'ouest et à l'est par des cassures nord-sud, basculé vers le nord — ce qui a permis à l'érosion de déterminer sur les bordures des paysages bien

différents. Au nord, dans les terrains inclinés qui s'enfoncent vers le nord-ouest en recouvrant le socle, l'érosion des rivières subséquentes a sculpté une dépression monoclinale qui s'est élargie sous l'influence du remblaiement Saint-Prestien (309 m.) avant d'être approfondie au cours du Quaternaire; cet élargissement s'est arrêté en raison des conditions particulières dues à la structure des couches sédimentaires, généralement lorsque le front de la côte s'était installé sur la retombée d'un anticlinal (nord d'Avallon, est du Serein...).

A l'ouest et à l'est, au contraire, les formes topographiques dépendent essentiellement de l'importance des dislocations, de la résistance des terrains dénivelés, de l'altitude des niveaux d'érosion qui ont tranché les deux compartiments intéressés. On peut ainsi déterminer plusieurs types de bordures : celui du Mont-Vigne (le niveau de l'érosion a tranché des roches également résistantes); celui du Bazois ou des Pays d'Arnay (le niveau d'érosion s'est inscrit sur les roches cristallines et le Lias de la bordure qui a été déblayé); celui que l'on trouve au sud d'Avallon ou à l'ouest de Thil (c'est le Lias de la couverture du vieux massif qui a été déblayé alors que le Jurassique de la bordure est conservé : inversion de relief des buttes d'Avallon ou de Thil)... Le bassin d'Autun, au sud-est offre l'anomalie d'une zone déprimée où abondent les terrains tendres (plus de 1.000 m.), à peine plissés et recouverts par des dépôts de structure amorphe (Pliocène): là, l'érosion a sans cesse creusé les terrains tendres, marquant à chaque étape un nouveau gradin sur la bordure cristalline.

* * *

Si le Morvan, par l'ensemble de ces caractères, se classe parmi les « massifs anciens » — régions qui se distinguent des contrées voisines par l'altitude relativement élevée, la structure particulière et l'histoire plus compliquée, selon la définition d'Emm. de Martonne (1) — il présente, cependant, un *type particulier*.

Au point de vue structural, il est presque entièrement constitué par des roches cristallines. On ne trouve des masses granitiques aussi compactes que dans le plateau de Millevaches, le sud des monts de la Margeride, les monts du Forez, l'ouest de la Corse, le Bœhmerwald... Cette prédominance des terrains cristallins s'explique par une érosion intense qui a usé les anciens plissements jusqu'à la racine et n'a pas laissé subsister de grandes étendues de terrains primaires susceptibles de déterminer, comme en Bretagne, dans le nord de l'Ardenne ou dans la Lysa Gora, la formation d'un relief appalachien.

(1) Emm. DE MARTONNE : *A. de G.*, 1926, p. 27.

A cette relative simplicité structurale, s'oppose une extrême complexité tectonique. Si le Morvan apparaît actuellement comme une montagne dissymétrique (de même que le Bœhmerwald, la Lysa Gora, les Vosges, le Massif Central, l'Ardenne...), ayant perpétuellement « bougé » depuis l'époque primaire, comme tous les massifs hercyniens de l'Allemagne occidentale ou de la France septentrionale, il se distingue par l'importance des dislocations nord-sud. Des cassures analogues se retrouvent dans les massifs anciens de la zone bordière alpine : entre les Vosges et la Forêt Noire, dans la partie orientale du Massif Central... Le Morvan prolonge vers le nord le style tectonique de cette dernière région et introduit jusque dans le Bassin Parisien les effets de la tectonique de « blocs » de type hercyno-alpin. Les alignements de relief nord-sud — fossé de la Loire, massif de Saint-Saulge, Bazois, Morvan occidental, Morvan central, Morvan oriental (en deux gradins successifs), pays d'Arnay-le-Duc, Côte d'Or, Fossé de la Saône — sont en rapport avec les blocs faillés, dénivelés et basculés du sud vers le nord, du vieux socle cristallin. Parmi ces blocs, l'anomalie du bassin d'Autun, allongé parallèlement aux plis hercyniens est à rapprocher de celle de Blanzy Bert, de Brive... dans le Massif Central, du Donon-Saint-Dié ou de Giromagny dans les Vosges.

C'est un trait tout à fait original du Massif Central de l'est que la juxtaposition de ces deux types de formes.

La complexité de la tectonique est également sensible dans la disposition des accidents qui restent marqués dans la couverture : aux directions varisques des plissements primaires s'opposent, en effet, l'orientation nord-ouest-sud-est des plissements secondaires. On retrouve le même contraste sur la bordure des massifs hercyniens de la zone varisque (nord du massif schisteux rhénan; est du Harz) tandis que, au contraire, il y a conformité entre les systèmes de plissements dans la zone armoricaine (bordure du Massif armoricain). Du reste, au nord de Dijon, l'interférence de ces phénomènes a déterminé la complication extrême des accidents tectoniques décrite par Chaput.

Enfin, la morphologie du Morvan et de sa bordure est aussi à la fois très classique et très originale. Très classique : on y décèle l'influence d'aplanissements très anciens, remaniés à plusieurs reprises en fonction de mouvements récents qui ont provoqué un émiettement des surfaces antérieures : c'est le cas du Massif Central occidental au moins, des Vosges, du Bœhmerwald et c'est un trait caractéristique général des massifs anciens. Mais phénomène peut-être unique dans l'ensemble des massifs hercyniens de l'Europe occidentale, l'ensemble de la topographie morvandelle est sous la dépendance étroite de la pénéplaine post-hercynienne de moins en moins remaniée à mesure que l'on va

d'ouest en est et fossilisée sur la bordure septentrionale (cf. la surface permo-triasique de Baulig sur le revers occidental des Vosges?). Ce fait exceptionnel est dû à plusieurs raisons : la situation du Morvan à l'extrémité nord du Massif Central, déjà presque engagé dans le Bassin Parisien en un lieu où les répercussions atténuées des mouvements alpins n'ont pas déterminé, de surrection comparable à celle des Cévennes ou des Vosges — l'existence de blocs d'altitudes différentes qui ont permis la conservation de la vieille surface fossilisée et son exhumation à une date relativement récente, — l'éloignement des niveaux de base qui ont évité une érosion trop brutale (l'ouest est le secteur le plus attaqué, en rapport avec la proximité de la Loire).

Comme dans l'ouest et le nord du Massif Central et l'Ardenne, les aplanissements éocènes ont laissé leur trace sur la partie déjà émergée du Massif, c'est-à-dire sur le Morvan pourri et le Haut-Morvan, tandis que les phases d'érosion plus récentes ne s'étendaient guère au-delà des « couloirs de vallées » : trait commun aux vieux massifs hercyniens, classiques par leurs formes étagées (Limousin, Bœhmerwald).

Il faut encore noter que ni le volcanisme, ni les glaciations n'ont marqué le Morvannais qu'on y découvre cependant les curieuses formes de « cuvettes » qui semblent en rapport avec certains types de roches, qu'elles appartiennent aux Pyrénées, aux Maures ou au Massif Central, ayant évolué dans des conditions climatiques particulières.

Enfin, par les types différents des bordures qui l'entourent, le Morvan fait également figure de montagne très complexe : la bordure septentrionale avec sa dépression périphérique bien marquée ressemble à celle du sud de l'Ardenne, du sud-ouest des Vosges, tandis que le Bazois est — toute proportion gardée! — un embryon de Limagne ou de fossé rhénan, et que le bassin d'Autun présente un troisième type assez rare aux bords des masses hercyniennes. Mais, si l'on ne trouve pas de dépression périphérique à l'est du massif armoricain, l'axe anticlinal du Merlerault qui détermine l'orientation différente des esquisses de côtes de la région normande et percheronne, n'est, peut-être pas sans analogie avec l'axe anticlinal du Serein qui, lui aussi, joue un rôle dans le dessin de la côte jurassique. On peut aussi remarquer que dans ces deux cas (Morvan ou Massif Armoricain), l'influence de la structure en dôme prédomine sur la structure en bassin, contrairement à ce qui se passe à l'ouest des Vosges, par exemple.

Ainsi se dégage la physionomie propre du Morvan : petite montagne hercynienne projetée parmi les auréoles sédimentaires du Bassin Parisien; de ses liens avec le Massif Central du nord-

est elle tire son originalité structurale et tectonique, et la vigueur de l'érosion qui attaque ses flancs occidentaux et méridionaux; à son avancée dans le Bassin Parisien, sa partie septentrionale doit une certaine douceur des formes et la couronne de corniches calcaires toute proche devant laquelle elle s'efface.

BIBLIOGRAPHIE

R. Abrard. — *Le Lutétien du Bassin de Paris*, Thèse, Angers, 1925.

L. Aufrère. — *Les Formations continentales éocènes du Berry oriental*, 1930.

— *La Cuesta crétacée du Berry septentrional*, 1931.

— *L'interprétation morphologique des gisements fossilifères du Pliocène supérieur dans le Bassin de Paris*, 1931.

— *La Dissymétrie du Bassin de Paris et les Doctrines morphologiques*, 1934.

J. P. Bakker. — *Een Bijdrage tot de morfologie van een middelgebergte : De Morvan*, Ts. K. Ned Aardr.-Genootschap., Amsterdam, t. III, p. 54, 1936.

— *Morphologische Untersuchungen im Centralen und Nordöstlichen Morvan*, Zeitschr. der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, p. 89, 1937.

— *Le Bassin d'Autun*, Amsterdam, 1938.

G. Bækeroot. — *Œsling et Gutland*, Thèse, Toulouse, 1942.

O. Barré. — *L'Architecture du sol de la France*, Paris, 1903.

H. Baulig. — *Ecoulement fluvial et dénudation*, 1910.

— *Questions de morphologie vosgienne et rhénane*, A. de G., p. 132, 1922.

— *Le Relief de la Haute-Belgique*, A. de G., p. 206, 1926.

— *Le Plateau Central de la France*, Thèse, Paris, 1928.

— *Sur le climat des époques glaciaires*, A. de G., p. 561, 1935.

J. F. Baudiau. — *Le Morvand*, 1853.

E. de Beaumont. — *Notice sur les systèmes de montagnes*, 1848.

J. Bergeron. — *Etude géologique du Massif ancien situé au sud du Plateau Central*, Paris, 1889.

M. Bertrand. — *La Continuité du phénomène de plissement dans le Bassin Parisien*, B. S. G. F., p. 118, 1892.

— *Les Lignes directrices de la géologie de la France*, C. R. A. S., p. 258, 1894.

Bigot. — *Rôle de la solifluction dans la morphologie des collines de Normandie et du Maine*, C. R. A. S., p. 1355, 1932.

Belgrand. — *Annuaire statistique du département de l'Yonne*, 1850.

— *Notice sur la carte agronomique et géologique de l'arrondissement d'Avallon*, Auxerre, 1851.

Léon Bertrand. — *Les Grandes Régions géologiques du sol français*, Paris, 1935.

P. Birot. — *Recherches sur la morphologie des Pyrénées-Orientales franco-espagnoles*, Thèse, Paris, 1937.

— *Réflexions sur le problème des Piedmonttreppen*, Congrès Intern. de Géogr. d'Amsterdam, p. 114, 1938.
— *Sur la morphologie de Traz-os-Montes*, Bull. A. G. F., p. 108, 1945.

J. Blache. — *L'Origine des méandres encaissés*, Bull. A. G. F., p. 91, 1941.

F. Blondel. — *Erosion en Indochine*, C. R. Congrès Intern. de G., Paris, p. 359, 1931.

Y. Boisse de Black. — *Le Détroit de Rodez et ses bordures cristallines*, Et. géol. et morphol., B. S. C. G. F., XXXVI, p. 213.

A. Boit. — *Sur la morphologie du Bas-Morvan*, C. R. A. S., p. 1422, 1922.
— *Sur le rôle des glissements superficiels dans les formes topographiques du Morvan*, C. R. A. S., p. 1724, 1923.
— *Le Bassin supérieur de l'Yonne*, Auxerre, 1938.

Bonneau du Martray. — *Note sur un bloc erratique situé dans la vallée de la Dragne, près de Moulins-Engilbert (Nièvre) à 2 km. environ de la faille occidentale du Morvan*, B. S. G. F., p. 598.

P. Bonnet. — *Relations tectoniques du gneiss et du houiller dans le Morvan septentrional*, C. R. A. S., p. 599, 1923.
— *Relations entre le Trias et le Rhétien de l'Avallonnais et de l'Auxois*, A. F. A. S., Congrès de Grenoble, p. 313, 1925.
— *Observations sur les terrains liasiques de l'Avallonnais et de l'Auxois*, Bull. Soc. des Sc. de l'Yonne, 1925.
— *Relations entre le Jurassique et le Crétacé dans le sud-est du Bassin d'Autun*, C. R. S. S. G. F., 1941.

A. Bonte. — *Contribution à l'étude du Jurassique de la bordure septentrionale du Bassin de Paris*, B. S. C. G. F., p. 294, 1941.

J. Bourcart. — *La Marge continentale : essai sur les régressions et transgressions marines*, B. S. G. F., p. 392, 1938.
— *Stratigraphie des terrains tertiaires et quaternaires du Roussillon*, B. S. C. G. F., p. 163, 1938.
— *Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles*, B. S. G. F., p. 177, 1941.
— *Sur les causes de la pénéplanation du Pays de Léon*, C. R. A. S., p. 1357, 1947.

B. Brajnikov. — *Recherches sur la formation appelée argile à silex, dans le Bassin Parisien*, Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. dyn., 1937.

G. Braun. — *Zum Problem der Piedmonttreppen*, Congrès intern. de Géogr. d'Amsterdam, p. 125, 1938.

H. Breuil. — *De l'importance de la solifluxion dans l'étude des terrains quaternaires du nord de la France et des pays voisins*, Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn., 1934.

Brepson. — *Sur le rôle des phénomènes de solifluxion dans le modelé de la région de Saulieu*, C. R. A. S., p. 704, 1922.
— *Sur la formation des sols de la région de Saulieu*, C. R. A. S., 1923.

E. Bruet. — *Sur la présence de galets de grès et de quartz au sommet des*

plateaux bathoniens de la région d'Arc-en-Barrois, C.R.S.S.G.F., p. 122, 1926.
— *Sur le Pliocène supérieur de la vallée de l'Aujon*, C. R. A. S., p. 602, 1927.
— *Sur la présence d'une nappe alluviale et sur la découverte du Callovien dans la région d'Arc-en-Barrois*, B. S. G. F., p. 115, 1927.
— *Recherches sur les terrasses alluviales de l'Aujon*, C. R. S. S. G. F. p. 129, 1927.
— *Sur la nature et l'âge des limons du Plateau au nord-est de la Ferté-sur-Aube.*
— *A propos du Pliocène supérieur de la vallée de l'Aujon*, C. R. S. S. G. F., p. 89, 1929.
— *Sur la géologie des plateaux situés au nord-est d'Arc-en-Barrois*, Bull. Soc. et Sc. nat. de la Haute-Marne, 1929.
— *Les Eléments sableux du Sidérolithique du Périgord et les formes de leur érosion chimique*, C. R. S. S. G. F., p. 31, 1946.
E. Bruet et L. Aufrère. — *La Morphologie pliocène de la forêt de Châteauvillain et d'Arc-en-Barrois*, Bull. A. G. F., p. 22, 1931.
P. Buffault. — *Le Morvan*, Rev. générale des Sciences, p. 638, 1933.
A. Cailleux. — *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*, Mém. de la S. G. F., Paris, 1942.
L. Cayeux. — *Les Roches sédimentaires en France : roches siliceuses*, 1929.
— *Nouvelles données sur l'âge relatif des silex*, C. R. S. S. G. F., p. 173, 1935.
G. Chabot. — *Les Plateaux du Jura Central*, Thèse, Strasbourg, 1927.
E. Chaput et J. Enselme. — *Les Alluvions quaternaires de Chagny*, 1941.
E. Chaput. — *Essai de synchronisation des alluvions de la Loire et de ses affluents*, C. R. A. S., p. 358, 1913.
— *Observations géologiques sur la montagne de Bar*, Mém. de l'Acad. des Sciences, Arts et Belles-Lettres de Dijon, p. 465, 1922.
— *Existence de sables albiens et de poudingues calcaires sur les hauts plateaux de la Côte-d'Or*, C. R. A. S., p. 1164, 1923.
— *Le Sol de la Bourgogne*, Dijon, 1923.
— *Excursion géologique autour de Dijon*, Dijon, 1923.
— *Revision de la Feuille de Châlon-sur-Saône au 1/80.000*, B. S. C. G. F., p. 87, 1923.
— *Les Plaines alluviales de l'Ouche et des Tilles, près Dijon*, 1924.
— *Etude sur l'évolution tectonique et morphologique du col structural de la Côte-d'Or*, B. S. C. G. F., p. 149, 1928.
— *Pliocène et Quaternaire entre Bligny-sous-Beaune, Pommard et Volnay*, 1941.
— *Observations sur la solifluction actuelle des environs de Dijon*, 1943.
L. Charrault. — *Dans l'ombre du Morvan*, 1933.
A. Chavan. — *L'Evolution des faunes marines de mollusques dans le Nord-Ouest de l'Europe, de la fin du Crétacé à celle de l'Eocène*, B. S. G. F., p. 193, 1946.
A. Cholley. — *Carte des surfaces d'aplanissement du Charolais et du*

Mâconnais, C. R. Congrès intern. de Varsovie, t. II, 1934; Amsterdam, 1938.
— *Remarques sur la morphologie de la Bourgogne méridionale*, A. de G., p. 574, 1935.
— *Surfaces meuliérisées de la région parisienne*, Bull. A. G. F., p. 115, 1938.
— *Les Plateaux de la Haute-Saône*, Bull. A. G. F., p. 121, 1939.
— *Les Plateaux du Thimerais*, C. R. A. S., p. 801, 1939.
— *Recherches sur les surfaces d'érosion et la morphologie de la région parisienne*, A. de G., 1943.
— *Une plaine de niveau de base pliocène dans le Bassin Parisien*, A. F. A. S., Congrès de la Victoire, Paris, 1945.
J.-J. Collenot. — *Description géologique de l'Auxois*, Semur, 1873.
— *Rectification à la description de l'Auxois*, Bull. Soc. des Sc. nat. de Semur, 1875.
— *Sur les argiles à silex de la côte châlonnaise*, B. S. G. F., 1876.
— *Du phosphate de chaux dans l'Auxois*, B. S. G. F., p. 671, 1877.
— *Théorie nouvelle à propos des dépôts situés sur le Morvan*, Mém. Soc. des Sc. nat. de Sâône-et-Loire, 1899.
L. Collot. — *Observations géologiques faites par le moyen d'un forage artésien à Auxonne*, Mém. de l'Académie des Sciences, Arts et Belles-Lettres de Dijon, 1904.
— *Revision de la Feuille de Dijon au 1/320.000*, B. S. C. G. F., 1905, p. 38, 1905; p. 55, 1906; p. 39, 1907.
— *Esquisse géologique de la Côte-d'Or*, Extrait de Dijon et de la Côte-d'Or, t. I, Dijon, 1911.
P. Combes et J. Dasse. — *Bibliographie géologique de la Nièvre et du Morvan*, 1915.
De Cossigny. — *Note sur le Crétacé de la partie sud du Bassin Parisien*, B. S. G. F., p. 230, 1876.
Cotteau. — *Aperçu d'ensemble sur la géologie et la paléontologie du département de l'Yonne*, Auxerre, 1859.
Cotteau et de Loriol. — *Monographie du Portlandien de l'Yonne*, Bull. de la Soc. des Sc. d'Hist. nat. de l'Yonne, 1867.
R. Courtoux. — *Contribution à l'étude géologique, pétrographique et morphologique du pays de Saint-Saulge*, D. E. S., Paris, 1942.
A. David. — *Le Relief de la Montagne Noire*, A. de G., p. 241, 1920.
W. M. Davis. — *La Vallée de l'Armançon*, A. de G., XXI, p. 312.
— *Piedmont Benchlands and Primärrümpfe*, Bull. géol. Soc. of America, p. 399, 1932.
F. Delafond. — *Note sur les terrains jurassiques supérieurs et crétacés de la côte châlonnaise*, B. S. G. F., p. 641, 1875.
— *Excursion à Saint-Hilaire*, B. S. G. F., 1876.
— *Sur les terrains porphyriques, houillers et permiens de l'Autunois*, B. S. G. F., 1876.
— *Excursion à Vandenesse et à Saint-Honoré*, B. S. G. F., p. 929, 1879.
— *Observations sur les bassins houillers d'Autun, de Blanzy et du Creuzot*, B. S. G. F., 1887.
— *Bassin houiller et permien d'Autun et d'Epinac*, B. S. G. F., 1889.

— *Le Terrain houiller sur les pourtours du Morvan*, B. S. C. G. F., p. 149, 1919-1920.
— *Tectonique du Massif Central*, B. S. G. F., 1921.
A. Demay. — *Sur la tectonique antéstéphanienne du Massif Central français à l'est de la Loire*, C. R. A. S., p. 923, 1929.
— *Sur l'âge du métamorphisme dans le Massif Central*, C. R. A. S., p. 1489, 1937.
— *Structure des complexes cristallophylliens et cristallins et tectonique profonde*, C. R. S. S. G. F., p. 172, 1937.
Demangeon. — *Les Zones silicifiées de la bordure nord du Morvan*, Paris, 1932.
G. Denizot. — *Existence de deux pénéplaines dans le Bassin de Paris : la pénéplaine supérieure*, C. R. A. S., p. 399— 1920.
— *La pénéplaine inférieure*, C. R. A. S., p. 600, 1920.
— *Sur la pénéplaine du Bassin de Paris et sur les aplanissements primordiaux de sa périphérie*, C. R. A. S., p. 988, 1921.
— *Les Formations continentales de la région orléanaise*, Thèse, Paris, 1927.
— *La Bordure orientale de la région orléanaise*, B. S. G. F., p. 112, 1938-1939.
Ch. Depéret. — *Essai sur l'histoire pliocène du Bassin de la Seine*, C. R. A. S., p. 1361, 1927.
Ch. Depéret et P. Mazeran. — *Sur la Bresse châlonnaise et ses terrasses quaternaires*, C. R. A. S., p. 305, 1920.
G.-F. Dollfuss. — *Sur les sables granitiques du Bassin de Paris*, B. S. G. F., p. 326, 1902.
— *Les Argiles tertiaires du Bassin Parisien : origine des sédiments*, C. R. S. S. G. F., p. 42-44-69, 1914.
H. Douville. — *Les Sables et les argiles granitiques : leur distribution et leur origine*, B. S. G. F., p. 17, 1936.
J. Dresch. — *Le Modèle de la région prérifaine du Maroc occidental dans son rapport avec le climat*, C. R. Congrès intern. de géogr., Paris, p. 651, 1931.
M. Dreyfus. — *Observations sur les failles de la région des Fourgs (Doubs)*.
G. Dubois. — *Sur les failles subméridiennes en marge méridionale de la coupole rhénane*, C. R. S. S. G. F., p. 258, 1946.
M. Dubois. — *Les Plateaux méridionaux de la Côte-d'Or*, Bulletin A G. F., p. 11, 1947.
S. Dulucéa. — *Le Manganèse dans le sol de la Roumanie*, Thèse, Bucarest, 1914.
J. Durand. — *Sur le granit de Laguépie (Tarn-et-Garonne)*, C. R. A. S., p. 615, 1932.
— *Sur le granit de la région du Pinet (Aveyron)*, p. 580, 1932.
Ebray. — *Les Affleurements des étages ne représentent pas les limites des anciennes mers*, B. S. G. F., 1858.
— *Etudes géologiques sur le département de la Nièvre*, 1858-1864.
— *Considérations géologiques sur la ligne de partage du Bassin de la Seine et du Bassin de la Loire*, 1859.
— *Nullité du système de soulèvement du Morvan*, B. S. G. F., p. 717, 1867.

O. D. von Engeln. — *Geomorphology*, New-York, 1942.
Ernst Erzinger. — *Die Oberflächenformen der Ajoie (Berner Jura)*, Bâle, 1943.
A. Evrard. — *Le Plateau de Thostes et ses mines de fer*, 1867.
P. Fénelon. — *Géographie humaine du Périgord préhistorique*, Congrès intern. de Géogr. d'Amsterdam, p. 72, 1938.
E. Fournier. — *Etude du régime des eaux dans le Quercy depuis l'Eocène supérieur jusqu'à l'époque actuelle*, B. S. C. G. F., p. 479, 1899-1901.
L. Gachon. — *Le Fossé de Cunlhat, étude morphologique*, Revue d'Auvergne, p. 49, 1930.
— *Les Limagnes du Sud et leurs bordures montagneuses*, Thèse, Tours, 1938.
Cl. Gaillard. — *La Formation du granit et les plissements de l'écorce terrestre*, Congrès de l'A. F. A. S., Nancy, p. 212, 1931.
E.-P. Gautier. — *Le Sahara*, Paris, 1928.
L. Gallois. — *Mâconnais, Charollais, Beaujolais, Lyonnais*, A. de G., p. 201 et 428, 1893; p. 287, 1894.
— *Excursion géographique interuniversitaire dans le Morvan*, A. de G., p. 399, 1907.
B. Gèze. — *Etude hydrologique et morphologique sur la bordure Sud-Ouest du Massif Central*, D. E. S., Paris, 1937.
S. Gillet. — *Révision de la feuille d'Avallon au 1/80.000*, Bull. S. G. G. F., p. 25, 1923-1924; p. 47, 1926-1927.
Ph. Glangeaud. — *Les Collines enregistreuses du Massif Central*, C. R. A. S., p. 1005, 1917.
J. Goguel. — *La Tectonique de fond de la zone externe des Alpes*, B. S. G. F., p. 204, 1944.
L. Goron. — *La Barguillière*, Rev. géogr. Pyr. et S.-O., p. 59 94, 1931.
— *Les pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises*, Thèse, 1941.
A. W. Grabau. — *Palaeozoic formations in the light of the pulsation theory*, The National University of Peking, 1936.
A. de Grossouvre. — *Origine du terrain sidérolithique*, B. S. G. F., p. 287, 1888.
— *Recherches sur la craie supérieure : stratigraphie générale*, Mém. des S. C. G. F., 1893.
— *Sur l'argile à silex des environs de Vierzon*, B. S. G. F., p. 809, 1900.
— *Sur les cailloutis à silex du Bassin de la Seine*, B. S. G. F., p. 431.
Harrassowitz. — *Laterit*, Fortschr. der Geol. und Palaeontolog.
A. Hure et G. Dollfuss. — *Découverte de débris meuliers lutétiens à l'est de Sens (Yonne)*, C. R. A. S., p. 503, 1917.
— *Note sur le calcaire lutétien de l'Yonne*, C. R. A. S., p. 1068, 1920.
A. Hure. — *Note sur la géologie et la tectonique du Bassin de la Vienne*, B. S. G. F., p. 218, 1919.
— *Fer sparnacien dans l'Yonne*, C. R. S. S. G. F., p. 253, 1922.
— *Nouvelles observations sur le Sparnacien dans l'Yonne*, C. R. S. S. G. F., p. 213, 1923.

— *Les Grès chargés de calcaires du nord de l'Yonne*, C. R. S. S. G. F., p. 35, 1923.
— *Albien, Sparnacien, Stampien dans l'Yonne*, C. R. S. S. G. F., p. 29, 1924.
— *Contribution à l'étude du Stampien dans l'Yonne*. Bull. de la Soc. des Sc. de l'Yonne, 1925.
— *Les Terrasses alluviales du nord de l'Yonne*, C. R. S. S. G. F., p. 66, 1927.

Ch. Jacob. — *Quelques traits géologiques de la Turquie*, B. S. G. F., p. 593, 1945.

O. Jessen. — *Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie*, Zeitsch. der Ges. für Erdkunde zu Berlin, Berlin, p. 36, 1938.

P. Jodot. — *Sur la présence d'un bassin lacustre bartonien aux environs de Cosne*, C. R. S. S. G. F., 1913.
— *A propos du calcaire lacustre de Saint-Martin-sur-Ouanne*, A. F. A. S., 1913.
— *Sur la structure des grès sparnaciens du sud-est du Bassin Parisien*, C. R. S. S. G. F., 1925.
— *Sur la classification des niveaux à chailles du Nivernais, basée sur leurs caractères pétrographiques*, C. R. S. S. G. F., 1925.
— *Remarques sur les cailloutis à chailles roulées du Bassin Parisien méridional*, C. R. S. S. G. F., 1939.
— *Rôle de l'ondulation anticlinale de Champley (Yonne)*, C. R. S. S. G. F., p. 222, 1939.
— *Feuille de Sens : 3e édition. Notice explicative*, 1942.

J. Jung. — *Les Vosges hercyniennes d'Alsace*, Géologie, Strasbourg, 1928.
— *La Géologie profonde de la France*, Annales Institut de Physique du Globe, 1933.
— *Révision de la feuille de Montbrison au 1/80.000*, B. S. C. G. F., p. 127, 1938-1939.
— *Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais*, Mém. des S. C. G. F., 1946.

W. Kilian. — *Notes sur les mouvements orogéniques de la bordure orientale du Massif Central entre le Pouzin et Aubenas (Ardèche)* A. F. A. S., Congrès de Lyon, p. 292, 1906.

W. Kilian et P. Reboul. — *Etude monographique du « témoin » sédimentaire des Ollières (Ardèche)*. Annales de l'Université de Grenoble, 1914.

F. Kraut et A. Vatan. — *Sur l'origine argileuse des dépôts des environs de Confolens (Charente) attribués au Sidérolithique*, C. R. A. S., p. 443, 1938.

J. Lambert. — *Etude sur le terrain jurassique moyen du département de l'Yonne*, Auxerre, 1884.

A. de Lapparent. — *La Géologie en chemin de fer.*

A.-F. de Lapparent. — *Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance*, Thèse, Paris, 1938.

J. de Lapparent. — *Comportement minéralogique et chimique des produits d'altération élaborés aux dépens des gneiss du Massif Central français*, C. R. A. S., p. 1062, 1930.

— *Classification des argiles sédimentaires*, C. R. A. S., p. 267, 1932.
— *Les Phénomènes anciens de rubéfaction dans le Sahara central*, C. R. A. S., p. 196, 1937.
— *La Décomposition latéritique du granit dans la région de Macenta (Guinée française)*, C. R. A. S., p. 1767, 1939.
— *L'Arénisation prétropicale et prédésertique en A. O. F. et au Sahara*, C. R. A. S., p. 7, 1939.

Lasnier. — *Le Morvan avallonnais*, A. F. A. S., p. 336, 1906.

L. de Launay. — *Le Massif de Saint-Saulge et ses relations avec le terrain houiller de Decize*, B. S. C. G. F., 1895-1896.
— *Allure probable du bassin houiller entre le Plateau Central et les Vosges*, B. S. C. G. F., p. 71, 1919.
— *La Zone granulitique de Millevaches*, B. S. C. G. F., 1932.

L. de Launay, P. Lemoine et P. Jodot. — *Feuille de Bourges au 1/320.000*, B. S. C. G. F., p. 133, 1913.

M.-A. Lefèvre. — *Vallées dissymétriques*, Bull. Soc. belges d'études géographiques de Louvain, p. 68, 1931.
— *La Morphologie de la Belgique*, IIe Congrès international des Sciences, 1935.
— *La Plaine flamande*, Mélanges géographiques pour R. Blanchard, 1939.

P. Lemoine. — *Révision des feuilles de Château-Chinon et Autun*, B. S. C. G. F., p. 71, 1907.
— *Sur les différents niveaux d'alluvions au confluent de l'Yonne et de la Cure*, C. R. A. S., p. 1122, 1908.
— *Géologie du Bassin Parisien*, 1911.
— *Sur quelques points de la géologie des terrains superficiels entre Cosne et Clamecy (Nièvre)*, C. R. S. S. G. F., 1912.
— *Feuille de Clamecy*, B. S. C. G. F., 1940.

P. Lemoine et A. Michel-Lévy. — *Révision des feuilles de Château-Chinon et d'Autun*, B. S. C. G. F., p. 71, 1907.
— *Révision des terrains tertiaires du bord occidental du Morvan*, B. S. C. G. F., p. 51, 1907.

P. Lemoine et Rouyer. — *Le Kimmeridgien entre la vallée de l'Aube et celle de la Loire*, B. S. G. F., 1902.
— *Sur l'allure des plis et des failles de la Basse-Bourgogne*, B. S. G. F., p. 561, 1904.

J. Levainville. — *Le Morvan*, Et. de géographie humaine, Thèse, Paris, 1908.

M. Lugeon. — *Sur l'origine du granit*, C. R. A. S., p. 1096, 1930.

Luzeux. — *Le Morvan*, Et. physique, historique et militaire, Paris, 1894.

Fr. Machatschek. — *Zum Problem der Piedmonttreppen*, Congrès international de géographie d'Amsterdam, p. 157, 1938.

J. Martin. — *Le Soulèvement de la Côte-d'Or est postérieur à l'époque albienne*, C. R. A. S., p. 872, 1885.

E. de Martonne. — *Une excursion de géographie physique dans le Morvan et l'Auxois*, A. de G., p. 407, 1899.
— *Traité de géographie physique* (4e édition), 1925.

— *Le Massif du Bihar*, A. de G., p. 313, 1922.
— *C. R. de l'Excursion du Morvan*, A. G. F., 1924.
— *Deux massifs hercyniens : le Böhmerwald et la Lysa Gora*, A. de G., p. 27, 1926.
— *La France physique*, G. U., 1945.
— *Impression d'un voyage au Sinaï*, Bull. A. G. F., p. 25, 1947
Ch. Mayer-Eymar. — *Le Bassin de la Loire à l'époque éocène*, Archives des Sc. phys. et nat., VI, p. 295, 1881.
A. Eynier. — *Ségalas, Levezou, Châtaigneraie*, Thèse, Aurillac, 1931.
— *Les Anciens glaciers du Massif Central (partie septentrionale)*, Aurillac, 1931.
— *Carte de la surface d'érosion éogène dans le sud-ouest du Massif Central de la France*, Congrès international de géographie Amsterdam, p. 13, 1938.
Alb. Michel-Lévy. — *Révision de la feuille d'Autun au 1/80.000*, B. S. C. G. F., t. XVI, p. 52; t. XVII, p. 73.
— *Les Terrains primaires du Morvan et de la Loire*, Thèse, Paris, 1908.
— *Révision de la feuille de Château-Chinon au 1/80.000*, B. S. C. G. F., XXVIII, p. 44; XXIX, p. 31.
— *Naissance de biotite dans des granits et des rhyolites broyés du Morvan*, C. R. A. S., p. 380, 1925.
— *Révision de la feuille d'Avallon au 1/80.000*, B. S. C. G. F., XXXI, p. 43; XXXII, p. 63.
— *Les Eruptions dacitiques et rhyolitiques de la fin des temps primaires dans le Morvan*, Bull. volcanographique, Naples, 1929.
— *Quelques observations sur les formations primaires du Morvan*, Livre jubilaire S. G. F., t. II, p. 513, 1930.
Aug. Michel-Lévy. — *Note sur les roches porphyriques du terrain anthracifère*, B. S. G. F., p. 464, 1873.
— *Note sur les granulites et les porphyres quartzifères des environs d'Avallon*, B. S. G. F., p. 189, 1873.
— *Sur l'existence de filons de basalte au nord-est du Morvan*, B. S. G. F., p. 562, 1876.
— *Sur les failles du revers occidental du Morvan*, B. S. G. F., p. 350, 1877.
— *Note sur les lambeaux de Lias surélevés du Morvan*, B. S. G. F., p. 901, 1879.
— *Courses est-ouest du 25 août*, B. S. G. F., p. 906, 1879.
— *Course de Semur à Saulieu*, B. S. G. F., p. 848, 1879.
— *Course d'Avallon à Chastellux*, B. S. G. F., p. 844, 1879.
— *Terrain houiller des environs de Montreuillon*, B. S. G. F., p. 914, 1879.
— *Aperçu général sur la constitution du Morvan*, B. S. G. F., p. 758, 1879.
— *Note sur la formation gneissique du Morvan*, B. S. G. F. p. 857, 1879.
— *Le Granit de Flamanville*, B. S. C. G. F., n° 36, 1893.
— *Le Morvan et ses attaches avec le Massif Central*, A. de G., p. 404, 1898; p. 6, 1899.

V. Mihailescu. — *Quelques notes sur les terrasses des rivières en Roumanie*, Congrès international de géogr. d'Amsterdam, p. 239, 1938.

Y. Milon. — *Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne*, Thèse, Paris, 1928.

Moreau. — *Sur l'arkose des environs d'Avallon*, B. S. G. F., p. 213) 1836-1837.

R. Mouterde. — *Une coupe du Lias moyen au nord d'Avallon*, C. R. S. S. G. F., p. 325, 1946.

R. Musset. — *Le Bas-Maine*, Thèse, Paris, 1917.

J. C. Overbeek-Edie et Th. Raven. — *Theoretische Betrachtungen über Entstehungsarten von Piedmonttreppenlandschaften*, Congrès international de géogr. d'Amsterdam, p. 169.

Parat. — *Les Grottes de la Cure*, Bull. de la Soc. des Sciences d'Hist. nat. de l'Yonne, 1897.

— *Le Morvan à l'époque jurassique*, Bull. Soc. d'Et. d'Avallon, 1909.

H. Parent. — *Traces d'une émersion générale en France entre le Bathonien moyen et supérieur*, B. S. G. F., p. 391, 1944.

W. Penck. — *Die morphologische Analyse*, Stuttgart, 1924.

— *Die Piedmontflächen des Südlichen Schwarzwaldes*, Zeitsch. Ges. für Erdkunde, Berlin, 1925.

A. Perpillou. — *Note sur la carte des surfaces d'érosion tertiaire dans l'ouest du Limousin*, C. R. Congrès intern. de géogr. d'Amsterdam, p. 61, 1938.

— *Le Limousin*, Thèse, Chartres, 1940.

A. Péron. — *Néocomien inférieur dans l'Yonne et dans l'Aube*, B. S. G. F., p. 533, 1888.

R. Perrin. — *Métamorphisme et plissement*, C. R. A. S., p. 368, 1937.

R. Perrin et M. Roubault. — *Le Granit et les réactions à l'état solide*, Bull. S. C. G. Algérie, 1939.

— *Observations d'un front de métamorphisme régional*, B. S. C. G. F., p. 183, 1939.

S. Pietkiewicz. — *Morphologie de l'Avallonnais*, A. de G., 1940.

P. Pruvost. — *Observations sur la structure du cap Gris-Nez et sur les mouvements qui ont affecté le pays boulonnais après le dépôt du Jurassique*, B. S. C. G. F., XXVIII, p. 167.

E. Raguin. — *Problèmes tectoniques dans les terrains cristallins du Centre de la France*, B. S. G. F., p. 51, 1930.

— *Problème de la géologie du granit*, Revue des questions scientifiques, Louvain, mai 1937.

— *Gneiss et granits du Morvan septentrional*, B. S. C. G. F., p. 57, 1942.

M.-V. Raulin et A. Leymerie. — *Statistique géologique du département de l'Yonne*, Paris, 1858.

Rinne. — *La Science des roches.*

A. Robaux et M. Bernatzky. — *Du rejeu des failles primaires pendant le dépôt des terrains secondaires en Lorraine*, C. R. A. S., p. 1245, 1937.

F. Roman. — *Géologie lyonnaise*, Paris, 1926.

B. du Roselle. — *Recherches morphologiques sur les monts du Forez*, Bull. A. G. F., p. 30, 1945.
C. Rouyer. — *Révision de la feuille de Tonnerre au 1/80.000*, B. S. C. G. F., XXXI, p. 58.
— *Accidents tectoniques aux environs de Saint-Florentin (Yonne)*, B. S. G. F., 1934-1935.
— *Actions périglaciaires sur les calcaires jurassiques de Bourgogne*, C. R. S. S. G. F., p. 133, 1947.
J. Roux. — *Un accident tectonique post-volcanique dans le Massif Cantallien*, B. S. G. F., p. 435, 1945.
F. Ruellan. — *La Décomposition et la désagrégation du granit à biotite au Japon et en Corée*, C. R. du Congrès international de géogr. de Paris, p. 670, 1931.
— *Le Kwansai, étude géomorphologique*, Thèse, Paris, 1940.
P. Russo. — *L'Affaissement de Saint-Bonnet-de-Joux (Saône-et-Loire)*, B. S. G. F., p. 639, 1945.
— *Analyses tectoniques au sujet de l'affaissement de Saint-Bonnet-de-Joux (Saône-et-Loire)*, C. R. S. S. G. F., 1947.
H. Schmitthenner. — *Landformen in autzer tropischen Monsungebiet*, Museum für Länderkunde zu Leipzig, p. 22, 1932.
E. Schoeller. — *Etude sur la Sidérolithique du Lot et du Lot-et-Garonne*, B. S. C. G. F., p. 1, 1941-1942.
— *L'Influence du climat sur les eaux souterraines vadoses*, B. S. G. F., p. 267, 1941.
H. Spreitzer. — *Zum problem der Piedmonttreppe*, Mitt. Geogr. Ges. Wien., LXXV, p. 327, 1932.
— *La Question de l'escalier de Piedmont*, Congrès intern. de Géogr. d'Amsterdam, p. 48, 1938.
E. Suess. — *La Face de la Terre*, traduction Emmanuel de Margerie.
C. Teixeira. — *Sur la géologie des granits du Nord du Portugal*, C. R. S. S. G. F., p. 35, 1946.
P. Termier et E. Maury. — *Nouvelles observations géologiques dans la Corse orientale; phénomènes d'écrasement et de laminage; milonites et brèches tectoniques*, C. R. A. S., p. 1247, 1928.
R. Tournouer. — *Sur les terrains tertiaires de la vallée supérieure de la Saône*, B. S. G. F., p. 769, 1865.
J. Tricart. — *Le Problème des buttes aux environs de Paris*, Bull. A. G. F., 1943.
J. Tricart et A. Cailleux. — *Présence d'éocène marin dans le matériel détritique du sud-est du Bassin Parisien*, C. R. S. S. G. F., p. 112-113, 1946.
P. Urbain. — *L'Action géochimique de l'eau sur les roches*, Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., p. 333, 1934.
Y. Urvoy. — *Les Bassins du Niger*, Thèse, Paris, 1942.
A. Vatan. — *Remarques sur l'importance des remaniements*, C. R. S. S. G. F., p. 204, 1946.
Ch. Velain. — *Limites du Trias et du Lias dans le Morvan*, Congrès intern. de Géologie de Paris, p. 136, 1878.
— *Terrains stratifiés et failles qui enveloppent le Morvan*, B. S. G. F., p. 766, 1878-1879.
— *Excursion à Avallon*, B. S. G. F., p. 887, 1879.

— *Environs de Corbigny*, B. S. G. F., p. 920, 1879.
C. Velain, R. Bréon et Péron. — *Excursions dans le Morvan et sur sa bordure*, Congrès de la Société géologique de France, 1878.
Vernadsky. — *La Géochimie*.
W. B. Wright. — *The Terraces of Southern England*, Congrès intern. de Géogr. d'Amsterdam, p. 272.

ABRÉVIATIONS EMPLOYÉES

A. F. A. S. . . .	Association Française pour l'Avancement des Sciences.
A. de G.	Annales de Géographie.
B. S. G. F. . . .	Bulletin de la Société Géologique de France.
B. S. C. G. F. . .	Bulletin des Services de la Carte Géologique de France.
Bull. A. G. F. . .	Bulletin de l'Association de Géographes français.
C.	Congrès.
C. R.	Compte Rendu.
C. R. S. S. G. F. .	Compte Rendu sommaire de la Société Géologique de France.
C. R. A. S. . . .	Compte Rendu de l'Académie des Sciences.
D. E. S.	Diplôme d'Etudes Supérieures.
Et.	Etude.
G. U.	Géographie Universelle.
Mém.	Mémoire.
Nat.	Naturelle.
Phys.	Physique.
Sc.	Science.
Mitt. Geogr. Ges.	Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft.
Zeitsch. Ges. für Erdkunde. . .	Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde.

LISTE DES CARTES UTILISÉES

Dijon : carte topographique et géologique au 1/320.000.
Feuille 4 de la carte de France au 1/600.000.
Cartes topographiques et géologiques au 1/80.000.

Autun.	(2e édition de la carte géologique).
Avallon	(2e édition — — — —
Beaune	(1re édition).
Château-Chinon .	(2e édition).
Clamecy.	(épreuves de la 2e édition).
Dijon.	(2e édition).
Nevers	(épreuves de la 2e édition).
Saint-Pierre . . .	(épreuves d'une révision).

Cartes d'état-major au 1/80.000 des feuilles d'Autun, d'Avallon et de Château-Chinon (en hachures).
Minutes des cartes d'état-major ci-dessus au 1/40.000 (en courbes de niveau).
Cartes oro-hydrographiques au 1/200.000 (en courbes de niveau). Feuilles d'Autun et de Dijon.
Carte géologique du Morvan au 1/320.000 d'après Alb. Michel Lévy (Thèse).
Carte géologique au 1/40.000 du bassin d'Autun (Archives des Mines d'Autun).
Esquisse géologique au 1/40.000 de la région d'Avallon (Musée d'Avallon).

Photo 1 : *Les « Pays-Plats »*, à l'est de Saulieu.
Culture de betteraves sur un ancien placage liasique, au premier plan.

Photo 2 : *Ouche au sud-ouest de Montsauche.*

Photo 3 : *Hauteurs à l'ouest de Gien-sur-Cure.*
La photo correspond exactement au schéma du bas de la figure 27.

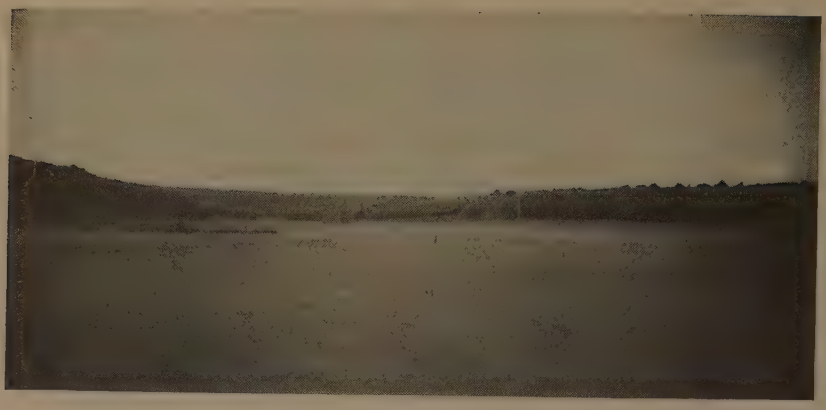


Photo 4 : *Aplanissement mio-pontien à l'est d'Eschamps,* correspondant à un déblaiement de l'ancienne surface cristalline post-hercynienne très peu remaniée.

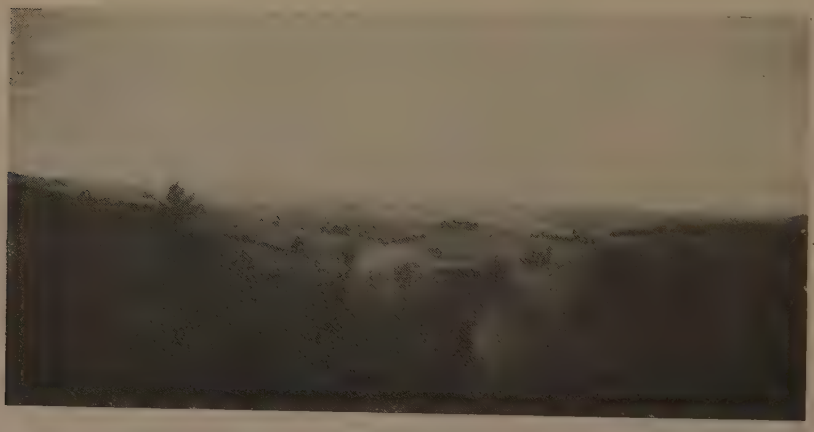


Photo 5 : *Ouroux et la surface éocène,* vues de la cote 613.
Dans le fond et à gauche, on aperçoit le Haut-Morvan (surface post-hercynienne).

Photo 6 : *Le Ru de Chazelle.*
Au premier plan, vallée élargie en forme d'ouche du Morvan pourri; dans le fond le ruisseau s'encaisse en traversant l'escarpement de Moux (Morvan rajeuni).

↑ Vallée du Chalaux.

Photo 7 : *Cuvette de Brassy*, vue du col du sud-ouest de Montsauche.

Photo 8 : *Le Saut du Gouloux.*

Traces de la vallée éocène
↑

Photo 9 : *La vallée de la Cure*, en aval du Saut du Gouloux.
On distingue, au sommet des versants,
les traces de la vallée éocène et, à la hauteur du faîte du toit, le replat mio-pontien.

Photo 10 : *Cuvette de Montreuillon*, vue de l'est.

Photo 11 : *Le Beuvray*, vu de Glux.
On distingue un large replat (644 m.) éocène (?) sur les pentes, vers la gauche.

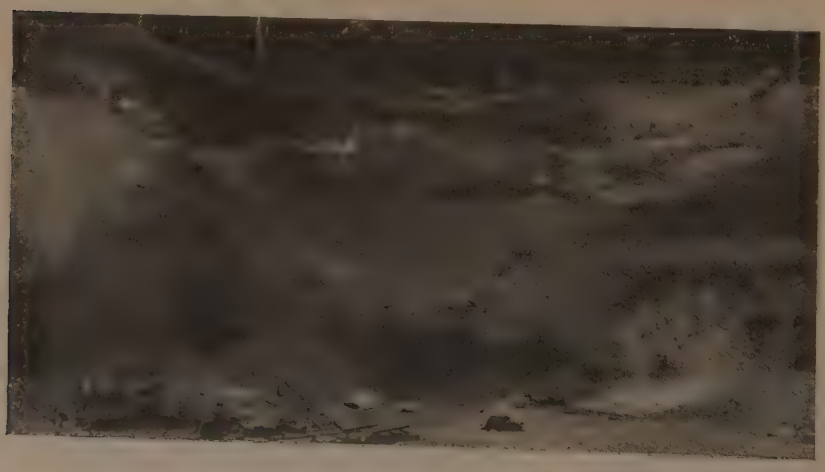


Photo 12 : *Carrière avec solifluxion dans le Morvan méridional.*

TABLE DES ILLUSTRATIONS

A. — Coupes et croquis in-texte :

Pages

Fig. 1. — La bordure du Bassin d'Autun 9
— 2. — La vallée de la Roche 12
— 3. — Coupe à travers les pays plats de l'Est. 15
— 4. — — — — du Nord. 15
— 5. — } La vallée de l'Yonne et la cuvette d'Arleuf 19
— 6. — }
— 7. — Le Pliocène du Bassin d'Autun 56
— 8. — Coupe de la bordure occidentale du Morvan. 63
— 9. — — — — — 63
— 10. — Les niveaux de la rive droite du Ternin. 69
— 11. — Grandes déformations de la surface pré-triasique. . . 77
— 12. — La faille de Moux 80
— 13. — Profils projetés des plus hauts sommets du Morvan . 81
— 14. — Traces d'érosion infra-crétacée 89
— 15. — } Les surfaces tertiaires au nord-ouest du Morvan . . 94
— 16. — }
— 17. — Terrains récents au nord de Bourbon-Lancy. 95
— 18. — La surface infra-triasique au nord de Bourbon-Lancy. 97
— 19. — Les terrains récents au sud-est du Morvan. 98
— 20. — } Les terrains récents au nord-est du Morvan. . . . 99
— 21. — }
— 22. — Coupe à travers le Bois de la Madeleine. 104
— 23. — Dépressions éocènes du Morvan pourri 108
— 24. — Déblaiement sur les bords de la Cure moyenne. . . . 111
— 25. — Failles à l'ouest de Dijon. 113
— 26. — } Morsure de la surface mio-pontienne sur le Morvan. 120
— 27. — }
— 28. — La surface mio-pontienne à l'est du Morvan. 121
— 29. — Le plateau d'Antully. 123
— 30. — Coupes à travers la vallée de l'Armançon. 129
— 31. — Coupe au sud-est d'Epinac 132
— 32. — Horst de Longecourt. 133
— 33. — Profil de la Cure. 137
— 34. — Terrasses de l'Alène 139
— 35. — Terrasses de l'Yonne et de la Cure. 139

Fig. 35 *bis*. — Avancée du Crétacé sur le Morvan 146
— 36. — Faisceau de Saint-Saulge. 148
— 37. — Failles de Dompierre et Germenay. 149
— 38. — Faille de Painblanc 150
— 39. — Faille de Saint-Romain. 151
— 40. — La faille occidentale 154
— 41. — Les failles orientales 155
— 42. — La faille de Moux 157
— 43. — Les failles du Ternin. 158
— 44. — Faille de Saulieu. 159
— 45. — Anciennes vallées du Ternin. 174
— 46. — La vallée du Ternin 187
— 47. — Pentes des rivières au nord et au sud de Roussillon. . 187
— 48. — Pente supérieure du cours de l'Yonne 188
— 49. — Coupe à travers la Cure au sud d'Avallon. 190
— 50. — Divers types de vallées. 191
— 51. — Fausses vallées rajeunies de Semur. 195
— 52. — Profils de la Cure, du Ru de Saint-Marc et du Chalaux. 197
— 53. — Vallée du Cousin. 198
— 54. — Cuvette de la Boutière. 202
— 55. — Carrière sur la route de Saint-Prix. 214
— 56. — } Coupes à travers la cuvette d'Arleuf 215
— 57. — }
— 58. — Cuvette de Sermages. 218
— 59. — Coupe à travers la cuvette d'Anost. 220
— 60. — Profil de la Canche supérieure. 224
— 61. — Coupe nord-sud à travers le Haut-Morvan 227
— 62. — Coupe ouest-est à travers le Haut-Morvan 227
— 63. — La bordure occidentale du Morvan au sud de Saint-Honoré. 237
— 64. — Coupe de la même bordure 237
— 65. — La Côte de Saizy 239
— 66. — Contact entre couches sédimentaires et masses cristallines à l'ouest du Morvan. 240
— 67. — Les buttes d'Avallon et la percée de la Cure. 243
— 68. — Schéma du déblaiement de la Terre-Plaine 245
— 69. — Rivières et bordures de la Terre-Plaine et de l'Auxois. 247
— 70. — Butte de Sainte-Colombe. 251
— 71. — Les plateaux à l'est du Morvan 253
— 72. — } Bordures du Bassin d'Autun. 256
— 73. — }

B. — **Photographies hors-texte :**

1. Les Pays-Plats à l'est de Saulieu . . . . . Pl. I
2. Ouche au sud-ouest de Montsauche. . . . . —
3. Hauteurs à l'ouest de Gien-sur-Cure . . . . . —
4. Aplanissement mio-pontien à l'est d'Eschamps. . . . . Pl. II
5. Ouroux et la surface éocène. . . . . —
6. Le Ru de Chazelle. . . . . —

7. Cuvette de Brassy . . . . . Pl. III
8. Saut du Gouloux . . . . . —
9. Vallée de la Cure en aval du Saut du Gouloux . . . . . —
10. Cuvette de Montreuillon . . . . . Pl. IV
11. Le Beuvray . . . . . —
12. Carrière avec solifluxion dans le Morvan méridional . . . —

C. — **Cartes hors-texte :**

Carte I. — Les plus hauts sommets et la bordure Nord du Morvan.
Carte II. — Localisation des divers types de granits.
Carte III. — Esquisse de la surface pré-triasique primitive.
Carte IV. — Les restes des surfaces morvandelles dans le Morvan et sur la bordure.
Carte V. — Réseaux hydrographiques anciens du Morvan.

Vu : le 24 janvier 1918

Le Doyen de la Faculté des Lettres
de l'Université de Paris,

A. Croiset.

Vu et permis d'imprimer :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

J. Sarrailh.

TABLE DES MATIÈRES

Pages

PRÉFACE VII

PREMIÈRE PARTIE

LES PAYSAGES

1. *Le Morvan* 3
2. *Le problème des bordures* 4
   - A. Les bordures de l'ouest 4
   - B. Les bordures septentrionales 5
   - C. Les bordures orientales 7
   - D. Le problème des marges 8
3. *Le problème des limites* 10
4. *Les divisions intérieures* 13
   - A. Les « Pays-Plats » 14
   - B. Le « Morvan pourri » 16
   - C. Le « Morvan rajeuni » 17
   - D. Le « Haut-Morvan » 19
   - E. Le « Morvan troué » 20

DEUXIÈME PARTIE

L'ÉVOLUTION DU MORVAN

I. — Les roches 25
1. *Les roches éruptives et métamorphiques* 25
2. *Les terrains sédimentaires* 34
   - A. Primaires 34
   - B. Secondaires 38

II. — Tectonique et structure 48
1. *Les déformations* 48
   - A. L'oscillation permanente 48

B. Les plissements paroxysmaux 52
2. *Les résultats : les types de structure* 58
A. La structure faillée 58
B. Les blocs du Vieux Massif 60
C. La structure plissée des terrains secondaires 61
D. La structure amorphe du Tertiaire 65
E. La structure particulière du bassin d'Autun 65

III. — **Les surfaces** 68

1. *La surface post-hercynienne* 71
A. Forme primitive 72
B. Equilibre morphologique ou pénéplanation 73
C. L'évolution primitive 76
D. Les déformations 77
E. Les restes actuels 78

2. *La surface infra-crétacée* 82
A. Crétacé actuellement en place 82
B. Extension maximum des dépôts crétacés 83
C. Existence d'une surface infra-crétacée au nord-ouest du Morvan 85
D. Les conditions des dépôts crétacés au nord du Morvan. 86
E. Le problème de la surface infra-crétacée à l'est du Morvan 87
F. Et à l'ouest? 88
G. Les traces de l'érosion infra-crétacée sur le Morvan. 88

3. *Les aplanissements tertiaires* 90
Les climats tertiaires dans le centre de la France. 91
A. Conditions générales de l'érosion depuis la fin du Secondaire jusqu'au Pliocène 93
a) Allure des surfaces au nord-ouest du Morvan. . 93
b) Les surfaces au sud-ouest du Morvan 96
c) Les surfaces au sud-est du Morvan 97
d) Les surfaces au nord-est du Morvan 99
e) Les aplanissements tertiaires autour du Morvan. 100
B. Traces des aplanissements réalisés depuis l'Eocène jusqu'au début du Pliocène dans le Morvan et sur la bordure 103
a) Les restes des aplanissements éocènes 103
b) Relations entre les anciennes surfaces morvandelles 110
c) Date de la surface des plateaux bourguignons. 112
d) Les restes de la surface mio-pontienne autour du Morvan et dans le massif 117

4. *Les remaniements pliocènes et quaternaires* 130
A. Remaniements dus à l'érosion pliocène et quaternaire. 131
B. Niveaux récents et terrasses 140

Conclusion : Surfaces, niveaux et morphologie 141

IV. — **Failles et surfaces** 147
1. *Quelques failles des terrains sédimentaires de la bordure*. . 147
A. La faille de Cuncy-Oisy. 147
B. La faille de Dompierre. 150
C. Les failles du Bazois. 151
D. La faille de Painblanc. 151
E. La faille de Saint-Romain. 152
2. *Les failles bordières du Morvan* 152
A. Les failles du rebord occidental. 152
B. Les failles du rebord oriental. 154
3. *Les failles du Morvan*. 156
A. La faille de Moux. 156
B. Les failles du Ternin. 157
C. La faille de Saulieu 157
D. Le faisceau de dislocations de Pierre-Perthuis-la Petite-Verrière 158
E. Les failles de l'Yonne 159

V. — **Le réseau hydrographique**. 162
A. Le tracé du réseau actuel. 162
B. Origine et transformation du réseau hydrographique du Morvan. 164
Evolution récente et traits originaux. 171
A. La région des Trois Bassins. 171
B. Le réseau du bassin d'Autun 173
C. La région Sud-Ouest. 175
D. Le réseau de la Terre-Plaine. 178

TROISIÈME PARTIE

LES PRINCIPAUX PROBLÈMES MORPHOLOGIQUES

I. — **Les vallées**. 185
A. Failles et vallées 185
B. Dissymétrie des vallées 189
C. Vallées et couverture sédimentaire. 190
D. Vallées et massif ancien 196
E. Méandres et sinuosités. 198

II. — **« Les cuvettes »**. 202
1. *Existence de formes analogues* 202
2. *Hypothèses au sujet de ces formes topographiques* 203
3. *Diverses explications de la destruction du granit*. 204
4. *Les observations dans le Morvan* 206
5. *Essai d'explication des cuvettes du Morvan*. 214
A. La cuvette d'Arleuf. 215
B. Autres exemples de cuvettes « type Arleuf ». 217

C. Les cuvettes tectoniques 219
D. Les esquisses de cuvettes 220

III. — **Le Haut-Morvan** 224

1. *Evolution et nature du Haut-Morvan* 224
2. *Quelques réflexions sur les « Piedmonttreppen »* 229

IV. — **Les bordures sédimentaires du Morvan** 234

1. *La bordure occidentale* 234
A. Le pays de Vandenesse 235
B. Le Bazois 237
2. *La bordure septentrionale* 241
A. La bordure nord-occidentale 242
B. La Terre-Plaine 245
C. L'Auxois 249
3. *Le bassin d'Autun et ses abords* 252
A. A l'est du Trévoux 252
B. La cuvette autunienne 253
4. *Le problème des bordures* 255

CONCLUSION. — **Le Morvan, type de Massif ancien** . . . 259

BIBLIOGRAPHIE 267

ABRÉVIATIONS EMPLOYÉES 279

LISTE DES CARTES UTILISÉES 280

TABLE DES ILLUSTRATIONS 281

TABLE DES MATIÈRES 285

IMPRIMERIE FLOCH, MAYENNE. — 5-10-1950
ÉDIT. 22.399 IMP. 1848

22.399